

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



**ANALÝZA HUSTOTY SNĚHU V HORSKÝCH POVODÍCH
V KRUŠNÝCH HORÁCH A NA ŠUMAVĚ**

ANALYSIS OF SNOWPACK DENSITY IN MOUNTAIN CATCHMENTS
IN KRUŠNÉ MOUNTAINS AND ŠUMAVA MOUNTAINS

Bakalářská práce

Adam Blšťák

Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha, červen 2015

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Jsem si vědom toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne 24. června 2015

.....

Adam Blšťák

Poděkování

Na tomto místě bych chtěl poděkovat vedoucímu mé bakalářské práce RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D. za trpělivost při vedení práce, cenné rady, připomínky a poskytnutá data.

Analýza hustoty sněhu v horských povodích v Krušných horách a na Šumavě

Abstrakt:

Horská povodí jsou velmi důležitou zásobárnou sladké vody. Právě tyto oblasti jsou místem, kde se delší dobu v roce vyskytuje sněhová pokrývka. Tato práce se zabývá analýzou hustoty sněhu v horských povodích, hlavně pak faktory a procesy, které ji ovlivňují. Výsledky z dat naměřených v experimentálních povodích v Krušných horách a na Šumavě v letech 2010-2014 jsou porovnány s výsledky z odborných článků a studií. V práci je zkoumán vliv několika faktorů na hustotu sněhu. Je to především vliv výšky sněhu, vliv vegetace, vývoj hustoty v čase a vývoj hustoty s vodní hodnotou sněhu. Z výzkumu vyplývá, že hustota sněhu s výškou sněhu postupně narůstá. Nejvyšší hustoty sněhu jsou na otevřených plochách a v poškozeném lese. S postupem času hustota také narůstá. Nejvyšší hustotu sněhu můžeme pozorovat na konci zimy, v měsících březen a duben.

Klíčová slova: hustota sněhu, výška sněhu, sněhová pokrývka, horská povodí

Analysis of snowpack density in mountain catchments in Krušné Mountains and Šumava Mountains

Abstract:

Mountain catchments are very important sources of fresh water. These areas are characterized with long period of snow cover. The thesis presents analyses of snow density in mountain catchments, focusing mainly on factors and processes influencing its distribution. The data of data recorded in experimental catchments in the Krušné Mountains and the Šumava Mountains through 2010 – 2014 are compared with findings given in different scientific articles and studies. The thesis examines the influence of several factors on snow density. It is first of all the influence of snow depth, as well as the influence of vegetation, the development of density in time, and the development of snowpack density in relation to the snow water equivalent. The results of the research show that snowpack density gradually increases with snow depth. The highest density occurs on open plains and in damaged forests. Density also increases with time. The highest density can be observed towards the end of winter, in March and April.

Keywords: snow density, snow depth, snow cover, mountain catchments

| Obsah

Seznam obrázků a tabulek.....	6
1 Úvod.....	8
2 Současný stav poznatků	10
2.1 Vybrané fyzikální vlastnosti sněhu	10
2.1.1 Hustota sněhu.....	10
2.1.2 Metamorfóza krystalů	11
2.2 Faktory a procesy ovlivňující hustotu sněhu	12
2.3 Měření hustoty sněhu	21
2.4 Modelování hustoty sněhu.....	22
3 Materiál a metody	24
3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území	24
3.1.1 Geografická poloha	24
3.1.2 Geologie	26
3.1.3 Geomorfologie	28
3.1.4 Půdy.....	29
3.1.5 Klima.....	30
3.1.6 Hydrologie.....	33
3.1.7 Vegetace.....	34
3.2 Použitá data	37
3.3 Zpracování dat	38
4 Výsledky	40
5 Diskuze	47
5.1 Chyby vzniklé při měření a zpracování dat	47
5.2 Zhodnocení vlivu jednotlivých faktorů	48
7 Závěr	50
Použitá literatura a zdroje.....	51

Seznam obrázků a tabulek

Obrázek 1	Metamorfóza nové sněhové vločky do zaobleného tvaru v průběhu času....	12
Obrázek 2	Vztah mezi teplotou vzduchu a hustotou čerstvě napadaného sněhu.....	15
Obrázek 3	Hustota sněhu na různých typech vegetačního pokryvu a změna hustoty sněhu s přibývajícími dny v roce.	17
Obrázek 4	Hustota sněhové pokrývky a její dynamika v zimě 2003/04 až 2005/06 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše	18
Obrázek 5	Vliv kapalných srážek na sněhovou pokrývku	19
Obrázek 6	Závislost hustoty sněhu na času	20
Obrázek 7	Poloha experimentálních povodí v rámci České republiky	24
Obrázek 8	Experimentální povodí Ptačího potoka	25
Obrázek 9	Experimentální povodí Zlatého potoka a horní Bystřice	26
Obrázek 10	Geologická stavba zájmového území.....	27
Obrázek 11	Výšková členitost a sklonitost povodí Bystřice	28
Obrázek 12	Výšková členitost a sklonitost povodí Zlatého potoka.....	29
Obrázek 13	Výšková členitost a sklonitost Ptačího potoka.....	29
Obrázek 14	Průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrný měsíční úhrn srážek na stanici Fichtelberg	31
Obrázek 15	Průměrná a maximální výška sněhu na stanici Fichtelberg	31
Obrázek 16	Průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrný měsíční úhrn srážek na stanici Grosser Arber	32
Obrázek 17	Průměrná a maximální výška sněhu na stanici Grosser Arber.....	32
Obrázek 18	Krajinný pokryv povodí Zlatého potoka a horní Bystřice	35
Obrázek 19	Krajinný pokryv experimentálního povodí Ptačí potok	36
Obrázek 20	Hustota sněhu v jednotlivých měsících od ledna do dubna	40
Obrázek 21	Vývoj hustoty sněhu v průběhu zimy v povodí horní Bystřice a Zlatého potoka.....	41
Obrázek 22	Vývoj hustoty sněhu v průběhu zimy v povodí Ptačího potoka.....	42
Obrázek 23	Vývoj hustoty sněhu s výškou sněhu v povodí Ptačího potoka	43

Obrázek 24 Vývoj hustoty sněhu s výškou sněhu v povodí horní Bystřice a Zlatého potoka	44
Obrázek 25 Hustota sněhu pro jednotlivé typy vegetace	45
Obrázek 26 Vývoj hustoty sněhu s SWE	46

Tabulka 1 Hustota sněhu v závislosti na charakteru sněhu	11
Tabulka 2 Charakteristika povodí Bystřice	33
Tabulka 3 Charakteristika povodí Zlatý potok	33
Tabulka 4 Charakteristika povodí Ptačí potok	33
Tabulka 5 Krajinový pokryv povodí horní Bystřice	34
Tabulka 6 Termíny terénního měření ve zkoumaném území	37
Tabulka 7 Korelační matice pro SWE, hustotu sněhu, výšku sněhu a den v roce.....	46

1 Úvod

Mnoho světových řek pramení v horských oblastech. Povodí těchto řek je často situováno v oblastech, kde se delší dobu v roce vyskytuje sněhová pokrývka. V těchto regionech je uloženo podstatné množství sladké vody ve formě sněhu nebo ledu (Singh a Singh, 2001). Horské zásoby vody se s měnícím klimatem stávají čím dál důležitějšími. V horských povodích představuje podstatnou část celkového odtoku tání sněhu. A proto je udržování přehledu o prostorovém a časovém rozložení sněhu důležité pro monitorování horských vodních zdrojů a pro předpověď následného odtoku (Jonas a kol., 2009). Sněhová pokrývka představuje v zemích mírného pásu důležitý hydrologický prvek, jehož vliv zasahuje do mnoha sfér. V Česku se sněhová pokrývka vyskytuje přibližně půl roku od listopadu do dubna a ovlivňuje fyzicko-geografickou i socioekonomickou oblast života (Pevná, 2010).

Vlastnosti a chování sněhové pokrývky ovlivňuje mnoho faktorů a procesů. Tato práce se zaměřuje hlavně na hustotu sněhu, která je jednou ze základních fyzikálních vlastností sněhové pokrývky používanou v mnoha aspektech výzkumu sněhu, jako například při výpočtech stability svahů pro předpověď výskytu lavin, při odhadování sněhových srážek, při předpovědi odtoku z tání sněhu nebo obecně v hydrologii sněhu.

Hlavním cílem této práce je na základě rešerše popsat hustotu sněhu a faktory a procesy, které ji ovlivňují. Dále pak z naměřených dat pomocí jednoduchých statistických analýz zhodnotit závislost jednotlivých faktorů ovlivňujících hustotu sněhu pomocí předem stanovených hypotéz. Posledním cílem je zhodnotit výsledky z hlediska variability mezi povodími a uvnitř jednotlivých povodí.

Na začátku práce byly stanoveny tři základní hypotézy, ze kterých se vycházelo.

- 1) Průměrná hustota sněhu se bude postupně zvyšovat s časem.

Průměrná hustota sněhu se bude časem zvyšovat díky procesům tání a mrznutí, větrnému transportu a sesedání sněhové pokrývky. Důležitým prvkem je také metamorfóza sněhu v reakci na změnu vnitřní teploty a vlhkostního gradientu. Může zde také docházet ke kapalným srážkám na sněhovou pokrývku, kdy voda ve sněhu zmrzne a hustota se zvýší.

2) Průměrná hustota sněhu se bude zvyšovat s výškou sněhu.

S výškou sněhu se hustota sněhu bude nepatrně zvyšovat. Váha nově napadaného sněhu tlačí na vrstvy pod ním a prostřednictvím zhutnění dochází ke zvýšení hustoty sněhu. Je zde však velká variabilita hustoty při malé výšce sněhu. Důvod pro to je ten, že se může jednat o čerstvě napadaný sníh s malou hustotou nebo o rozbředlý jarní sníh s hustotou podstatně větší.

3) Hustota sněhu bude vyšší na otevřené ploše a nižší v lese.

Vegetace zadržuje část sněhových srážek na svém povrchu (intercepce) a dochází zde k rychlejšímu tání sněhu a sublimaci. Proto je na povrchu půdy v lese méně sněhu než na otevřené ploše a tudíž i jeho nižší hustota. Na konci zimy se hustota sněhu v lese zvyšuje v důsledku působení kladné teploty vzduchu a skapávající vody z intercepovaného sněhu.

Posledním cílem je zhodnotit výsledky z hlediska variability mezi povodími a uvnitř jednotlivých povodí.

Práce je rozdělená do dvou hlavních částí. První a hlavní část práce je rešerše české a převážně zahraniční literatury. Druhá část práce se zabývá fyzicko-geografickou charakteristikou vybraných území, měřením a zpracováním dat, vytvořením statistických analýz, zhodnocením výsledků a následnou diskuzí s výsledky z odborných článků a studií.

2 Současný stav poznatků

2.1 Vybrané fyzikální vlastnosti sněhu

2.1.1 Hustota sněhu

Pochopení fyzikálních, tepelných a optických vlastností sněhové pokrývky má zásadní význam pro mnoho praktických aplikací týkajících se sněhové pokrývky (Singh a Singh 2001). Hustota je důležitá fyzikální vlastnost sněhu, která má vliv na tepelné, mechanické a optické vlastnosti sněhových vrstev (Bormann a kol., 2013). Jedná se proto o významnou proměnnou ve výzkumu sněhu, včetně odhadování sněhových srážek (Meløysund a kol., 2007), výpočtů stability svahu pro předvídaní lavin (Hirashima a kol., 2009 citováno v Bormann a kol., 2013) nebo hydrologii sněhu (Jonas a kol., 2009, Sturm a kol., 2010, López-Moreno a kol., 2013). Tyto studie ukazují, že hustota sněhu je komplexní parametr, který se může lišit prostorově, časově a vertikálně skrz profil sněhové pokrývky. Určuje vztah mezi sněhem a obsahem vody v něm. Vyjadřuje poměr objemu vody, která by vznikla okamžitým roztáním sněhu, k jejímu původnímu objemu. Hustota, která je definována jako podíl hmotnosti na jednotku objemu, je základním parametrem sněhu a ledu. Hustota se obecně stanoví vážením hmotnosti sněhu/ledu o známém objemu nebo ji lze stanovit také nepřímou z hodnot vlhkosti a pórovitosti sněhu (Dingman, 2002). Společná jednotka pro hustotu je g/cm^3 nebo kg/m^3 a je označována písmenem ρ (Singh a Singh, 2001). Jelikož se mikrostruktura sněhové pokrývky mění s časem, stejně tak se s časem mění také hustota sněhu (tabulka 1).

Tabulka 1: Hustota sněhu v závislosti na charakteru sněhu (Singh a Singh, 2001, upraveno)

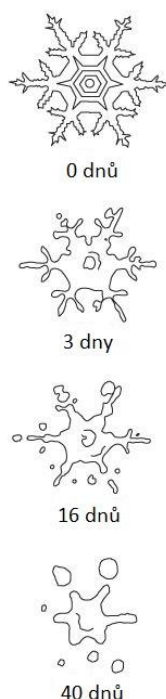
Typ sněhu	Hustota [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]
Nový sníh (za nízkých teplot v bezvětří)	0.01 - 0.03
Nový sníh (těsně po napadání v bezvětří)	0.05 - 0.07
Navlhlý nový sníh	0.10 - 0.20
Sesedlý sníh	0.20 - 0.30
Pohárkové krystaly	0.20 - 0.30
Větrem zhuštěný sníh	0.35 - 0.40
Firn	0.40 - 0.65
Velmi mokrá sníh a firn	0.70 - 0.80
Ledovcový led	0.85 - 0.91

Hustota sněhu je jedním z hlavních faktorů pro předpověď výskytu lavin, pro předpověď odtoku a rychlosti ubývání sněhu. Liší se velikostí a tvarem krystalů a podle stupně námrazy (Judson a Doesken, 2000). Hustota sněhu je také zásadním parametrem pro výpočet vodní hodnoty sněhu (SWE), která je z hydrologického hlediska nejdůležitější vlastností sněhové pokrývky, poskytuje informace o objemu vody v určité oblasti zakryté sněhem (López-Moreno a kol., 2013).

2.1.2 Metamorfóza krystalů

Sněhové krystaly, které padají z atmosféry, se stávají součástí sněhové pokrývky a v průběhu času mění svou velikost a tvar (DeWalle a Rango, 2008). Proces spojený se změnou krystalů ve sněhové pokrývce se nazývá metamorfóza. Původní tvary jsou pomalu deformovány a postupně se přemění do více zaoblených tvarů (obrázek 1). Tyto změny mají za následek celkové snížení výšky sněhu s postupem času, protože se snižuje objem pórovitého prostoru a s tím zvyšuje hustota (Judson, Doesken, 2000). Nově vzniklý sníh krystalizuje do hexagonálních tvarů. Když se krystaly hromadí na zemi, mění díky metamorfóze tvar a postupně dochází ke zvýšení jejich hustoty. Proto může sněhová pokrývka obsahovat zrna různých tvarů. Krystaly mohou být hexagonální, jehlicovité, číré nebo neprůhledné, částečně zakryté námrazou nebo tak silně zakryté námrazou, že původní tvary není možné rozeznat. Velikost krystalu se neustále mění. Menší krystaly jsou obecně spojovány s chladnějšími teplotami a větší s

podmínkami teplejšími. Je zde však velká variabilita velikostí krystalů při různých teplotách. Zejména malé krystaly se vyskytují jak v teplých, tak i ve studených podmínkách. Malé velikosti částic někdy přispívají k vyšší hustotě, protože se mohou lépe semknout. Krystaly, které mají při průchodu mraky velkou koncentraci vody s velmi nízkou teplotou, namrzají a vytváří sněhovou vrstvu o vysoké hustotě (Judson, Doesken, 2000). Tyto namrzlé krystaly s vysokou hustotou jsou schopné způsobit rozsáhlé laviny (LaChapelle, 1969).



Obrázek 1: Metamorfóza nové sněhové vločky do zaobleného tvaru v průběhu času (DeWalle a Rango, 2008, upraveno)

2.2 Faktory a procesy ovlivňující hustotu sněhu

Změna hustoty sněhu je způsobena mnoha faktory a procesy. Mezi nejdůležitější z nich patří větrná eroze, proces tání a mrznutí, sesedání sněhové pokrývky, výška sněhu, stáří sněhu, zimní teploty vzduchu, četnost srážek na sněhové pokrývce, vegetace a metamorfóza sněhu v reakci na vnitřní teploty sněhu, vlhkostní gradienty a vertikální gradienty (Bormann a kol., 2013, Lundberg a kol., 2006).

Hustota sněhové pokrývky je konstantně ve stavu změny. Ihned po akumulaci sněhové pokrývky na zemi začíná proces metamorfózy sněhových krystalů. V přírodě je nejvíce změn krystalů spojeno se změnami tlaku a teploty ve sněhové pokrývce (DeWalle a Rango, 2008). Sněhová pokrývka se skládá z mnoha různých vrstev, z nichž každá má své jedinečné vlastnosti v tvrdosti a hustotě. Každá vrstva, bez ohledu na původ je ovlivněna metamorfózou (Logan, 2004). Existují tři hlavní typy metamorfózy sněhu: destruktivní metamorfóza (bortící přeměna), konstruktivní metamorfóza (výstavbová přeměna) a cyklus tání a mrznutí (tavící přeměna), (Dingman, 2002).

Destruktivní metamorfóza je založena na přechodu par z konkávních do konkávních ledových ploch z důvodu vyššího tlaku par na konvexních plochách krystalů než na konkávních (Seibert a kol., 2015). Objem sněhové plochy se s ubýváním pórovitého prostoru snižuje, zatímco hustota sněhu se zvyšuje (Judson a Doesken, 2000). To se děje hlavně za přítomnosti kapalných srážek, když je teplotní gradient slabý (Marshall a kol., 1999). Díky tomuto procesu se sněhové krystaly stávají více zaoblenými. Více zaoblené krystaly zvyšují stabilitu sněhové pokrývky vzhledem k jejich lepší schopnosti semknutí se, čímž se snižuje riziko lavin (Seibert a kol., 2015).

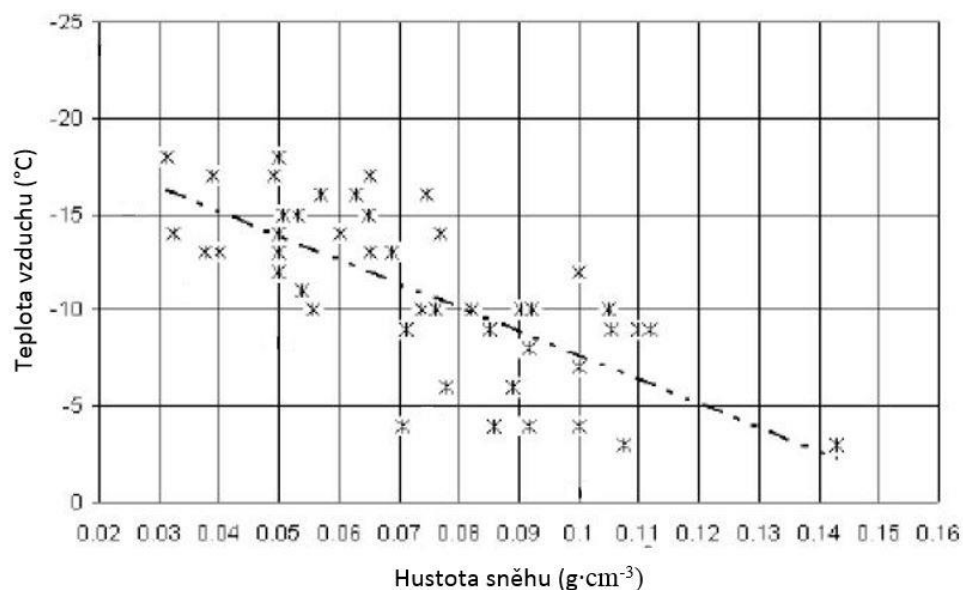
Konstruktivní metamorfóza vzniká v důsledku silného vertikálního teplotního gradientu při nízkých teplotách vzduchu (pod $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$), kdy dochází k rekrystalizaci uvnitř sněhové pokrývky (Bormann a kol., 2013). Princip je založen na tom, že v teplejší sněhové pokrývce je vyšší tlak než ve studené. To způsobuje přesun vodní páry ve sněhové pokrývce směrem nahoru, z teplejšího povrchu země na studenější povrch vrstvy sněhu (Seibert a kol., 2015). Tento proces způsobuje vznik nové vrstvy velkých, zbroušených krystalů (pohárkové krystaly). Tyto velké krystaly na sebe velmi špatně navazují, tudíž je zde velmi nízká hustota sněhu (Colbeck, 1982). Tím se snižuje celková stabilita sněhové pokrývky a zvyšuje se možnost výskytu lavin (Seibert a kol., 2015).

Proces tání a mrznutí je typický v jarním období, kdy se zvyšuje teplota vzduchu a sněhové pokrývky v důsledku solární radiace. Sníh na povrchu sněhové pokrývky má sklon tát jako první, obvykle se jedná o malá sněhová zrna, která mají nižší teplotu tání v porovnání s většími krystaly. Roztálý sníh může stékat do chladnější střední vrstvy sněhové pokrývky, kde znovu zmrzne. To vede ke značnému zvětšení krystalů a zvýšení hustoty sněhu. Proces tání a mrznutí obecně zvyšuje stabilitu sněhové pokrývky. Na druhé

straně se lavinové nebezpečí zvyšuje se zvýšením objemu kapalné vody ve sněhové pokrývce (Seibert a kol., 2015).

Metamorfóza neprobíhá rovnoměrně, všeobecně rychlejší průběh má v počátečních stadiích, při vyšších teplotách vzduchu a prudkých výkyvech teplot vzduchu. Důsledkem metamorfózy sněhových krystalů je vznik vrstev sněhu ve sněhové pokrývce, který se nazývá diagenese. Časem dochází k sesedání vrstev ve sněhové pokrývce, kterým se snižuje pórovitost a zvyšuje se její hustota. V našich středoevropských středohorských podmínkách vydrží sníh v původním krystalickém tvaru při průměrné teplotě vzduchu -5°C asi pět dnů po napadnutí. Díky pestřejšímu průběhu změn teplot vzduchu je různorodost sněhové pokrývky daleko větší v našich středohorských oblastech (do nadmořské výšky asi 1 500 m) než v oblastech velehorských (Blahůt, 2004).

Mimo metamorfózu může v hustotě a struktuře sněhu nastat několik dalších změn zejména díky větrným podmínkám, opakovanému zamrznání kapalné vody a sublimaci na povrchu sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008). Teplotní podmínky, vítr a vlhkost určují podobu sněhových krystalů. Sníh má typicky menší hustotu, pokud je během sněžení teplota vzduchu hluboko pod bodem mrazu. Oproti tomu vysoké teploty vzduchu během sněžení prospívají vyšším hustotám (Doesken a Judson, 2007). Thut, 2006 dospěl ke stejnému závěru, že hustota čerstvě napadaného sněhu klesá s teplotou vzduchu v rozsahu od 0 do -20°C (obrázek 2). Vyšší teploty vzduchu mají však větší variabilitu. Hustoty sněhu při teplotách vzduchu v rozsahu od 0 do 5°C se pohybují od 160 do $70\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

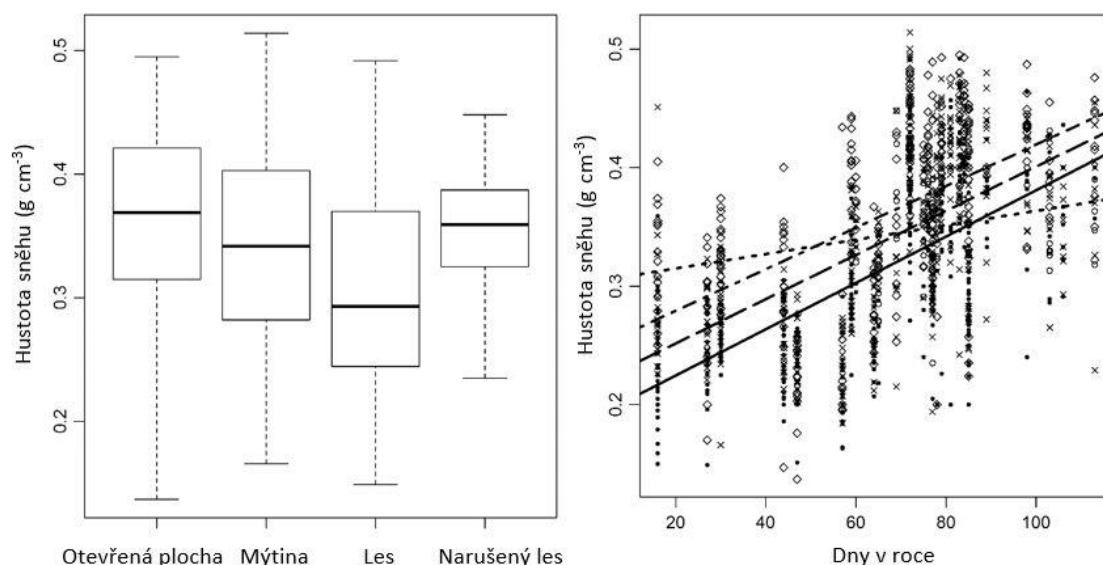


Obrázek 2: Vztah mezi teplotou vzduchu a hustotou čerstvě napadaného sněhu (Thut, 2006, upraveno)

Pokud je teplota vzduchu po nasněžení nižší než nula stupňů celsia, dochází díky větru ke zvýšení hustoty sněhu. Větr je jedním z nejdůležitějších faktorů v procesu akumulace sněhu (Vajda a kol., 2006). Větrná eroze způsobuje rozpad struktury krystalů ve sněhu, a tudíž zvyšuje jeho hustotu. Vyšší rychlosti větru mají tendenci rozbíjet sněhové vločky, které tvořily hvězdčité nebo jehlicovité tvary. V důsledku toho se zmenšuje prostor mezi jednotlivými sněhovými vločkami a zvyšuje se hustota sněhové pokrývky. Při slabém větru můžeme pozorovat nižší hustoty. Pozorované relativní hustoty čerstvě napadaného sněhu se pohybují od 0,004 do 0,34, přičemž menší hodnoty se objevují v klidných a velmi studených podmínkách a vysoké hodnoty doprovází silný vítr a vyšší teploty vzduchu (Dingman, 2002). Goodison a kol. (1981) v Pomeroy a kol. (1998) naměřil v Ontariu rychlost zvyšování hustoty sněhu od 8 do 13 kg/m³ za hodinu během sněhové bouře a zhruba 7 kg/m³ za hodinu bezprostředně po sněžení (do 6 hodin) v podmínkách bez větru a tání. Gray a kol. (1970) zjistili, že hustota chladné préríjní sněhové pokrývky se během sněhových bouří (do 24 hodin) zvyšuje rychlostí zhruba 9 kg/m³ za hodinu. Vítr může způsobit vznik sněhových desek, které představují zhuštěnou vrstvu suchého sněhu na povrchu sněhové pokrývky vytvořenou v důsledku komprese čerstvého sněhu s malou hustotou nebo ukládáním a nabalováním rozbitých krystalů při sněhové vánici. Sněhová deska má obvykle dostatečnou strukturu na to, aby se zvedla ze sněhové pokrývky jako neporušená vrstva. Vzhledem ke své vyšší hustotě má větší

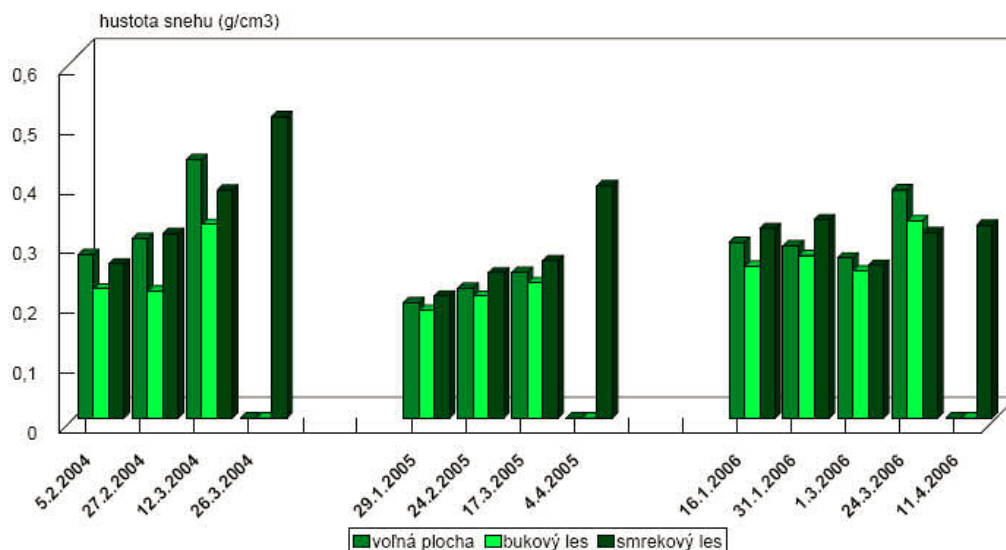
tepelnou vodivost a její změněný povrch má krátkovlnnou odrazivost. To může ovlivnit tepelnou výměnu ve sněhové pokrývce (DeWalle a Rango, 2008). Hustota sněhu se zvětšuje s rychlostí větru (Huntington, 2005), ale není spojena s množstvím napadaného sněhu (Judson a Doesken, 2000).

Další faktor, který ovlivňuje hustotu sněhu, je vegetace. Sněhové srážky často interagují s vegetací ještě před tím, než se na zemi vytvoří sněhová pokrývka. Sníh může být zachycen v korunách stromů a označuje se jako intercepovaný sníh, nebo dopadá na zem (DeWalle a Rango, 2008). Hustota sněhu se vlivem vegetace mění přímo nebo nepřímo. Nepřímo působí vegetace na výšku sněhu a tudíž i na hustotu sněhu prostřednictvím svého vlivu na rychlost větru. Podle Jeníček a kol. (2015) nalezneme nejnižší hustotu sněhu v lesích, jak je znázorněno na levé straně obrázku 3. Nejvyšší hustoty sněhu můžeme naměřit na otevřených plochách a to s největší pravděpodobností v důsledku kombinovaného účinku větru a slunečního záření, které způsobuje tání a mrznutí, čímž zvyšuje hustotu sněhu. K podobným závěrům došli i Vajda a kol. (2006), kteří tvrdí, že otevřené plochy hromadí hustší sněhovou pokrývku než lesy. Zvýšené množství lesního porostu zvyšuje intercepci a snižuje výšku sněhu a SWE. Nárůst hustoty sněhu s přibývajícími dny v roce pro les, mýtinu, otevřenou plochu a pro les narušený lýkožroutem smrkovým (*Ips typographus*) můžeme vidět na pravé straně obrázku 3. Podle Pomeroy a kol. (1998) není v zalesněném území během sněžení zřejmé epizodické zvyšování hustoty sněhu. Nicméně hustota sněhu pro zalesněné území s malou výškou sněhu (<1 m) dosahuje maximálních hodnot zhruba 250 kg/m³. Skutečné hodnoty se však budou lišit v reakci na metamorfózu, která je citlivá na teplotu půdy a vzduchu, stejně jako na výšce sněhu. Pro zalesněné území, je také typické relativně pomalé zvyšování hustoty, řádově 25 kg/m³ za měsíc během studené pozdní zimy (únor – březen), (Pomeroy a kol., 1998).



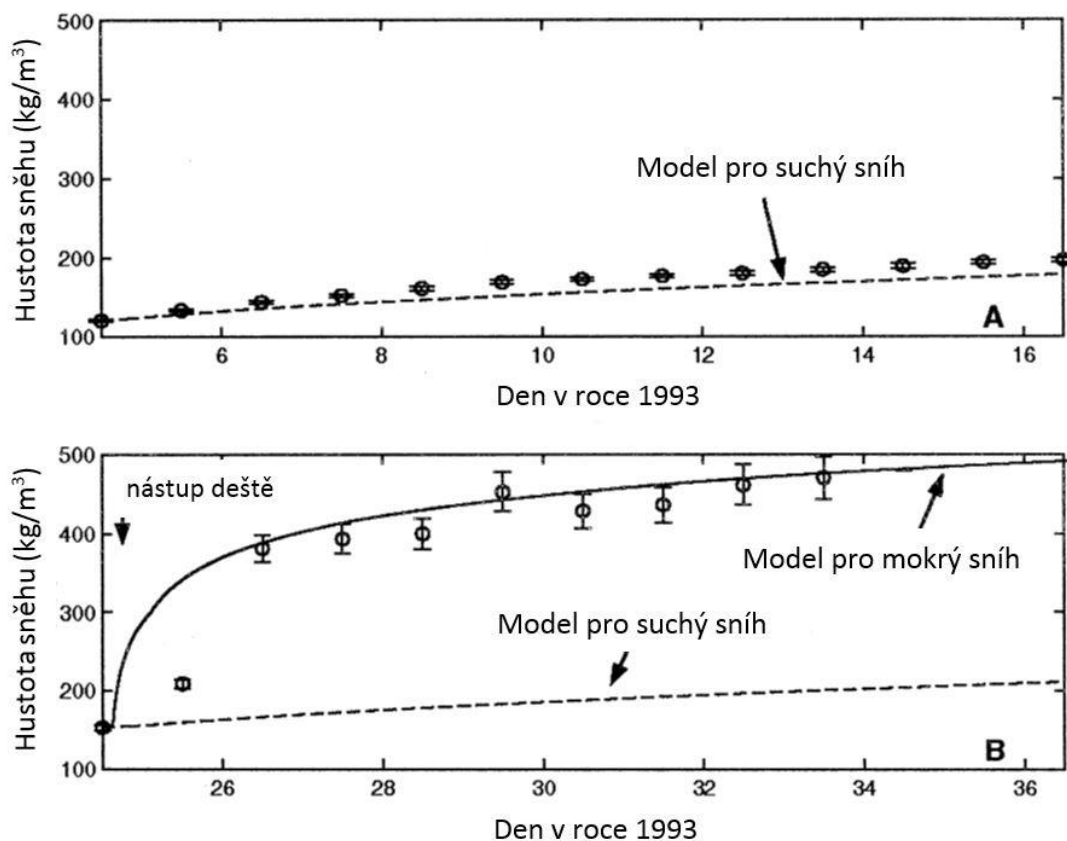
Obrázek 3: Vlevo: Hustota sněhu na otevřených plochách, na mýtinách, v lese a v lese narušeném lýkožroutem smrkovým; Vpravo: Změna hustoty sněhu s přibývajícím dny v roce. Černé body a plná čára představují zdravý les, průhledné kroužky a tečkovaná čára představují poškozený les, křížky a přerušovaná čára představují mýtinu, kosočtverce a čára přerušovaná tečkami představují otevřenou plochu (Jeníček a kol., 2015, upraveno).

Hustota a SWE závisí také na typu vegetace. Podle Hříbík a Škvarenina (2007) dosahuje sněhová pokrývka nejvyšší hustoty pod smrkovým porostem (v závěru zimy okolo $0,5 \text{ g.cm}^{-3}$), (obrázek 4). Tento jev je zapříčiněn působením teploty vzduchu na roztávání sněhu. Na vyšší jarní hustotě sněhu se podílí také zbytky opadnuté námrazy uvolněné větrem a ledové vrstvy vzniklé pravděpodobně v důsledku zamrznutí odkapávající vody z korun stromů na sněhovou pokrývku. Propadávání intercepovaného sněhu na sněhovou pokrývku se může dít také ve formě značného množství sněhu, který sklouzává z větví stromů v teplých jarních podmínkách nebo kvůli váze intercepovaného sněhu, který ohýbá větve a padá na sněhovou pokrývku (DeWalle a Rango, 2008). Hustota sněhu vykazuje nejnižší hodnoty v bukovém porostu. Nicméně podle výsledků Vajda a kol. (2006), se hustota sněhu výrazně neliší mezi lesem a otevřenou plochou.



Obrázek 4: Hustota sněhové pokrývky a její dynamika v zimě 2003/04 až 2005/06 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hříbík a Škvarenina, 2007).

Kapalné srážky dopadající na sněhovou pokrývku také velmi výrazně ovlivňují hustotu sněhu a s ní i stabilitu sněhové pokrývky. Pozorování a měření ukazují, že déšť má často významný dopad na stabilitu zasněženého svahu. Ihned po dešťových srážkách na sněhovou pokrývku je často pozorována rozsáhlá lavinová aktivita. Při prvním dešti se rychlost zhušťování zhruba třikrát zvyšuje (Marshall a kol., 1999). Marshall a kol. (1999) se domnívají, že je tento počáteční nárůst hustoty způsoben rychlými změnami ve struktuře sněhové pokrývky a také přeskupením krystalů při prvním kontaktu s kapalnou vodou. Rychlost zhušťování značně klesá s časem, i když je stále přibližně dvakrát větší než u suchého sněhu o stejné hustotě. Je to pravděpodobně proto, že přítomnost vody v kapalném skupenství snižuje tření na hranicích krystalů, které by jinak zvýšilo rychlost zhušťování. Stejně tak u suchého sněhu se rychlost zhušťování snižuje s postupně zvyšující se hustotou (obrázek 5). Podle Marshall a kol. (1999) se sníh chová jako lineární viskózní tekutina a komponenty metamorfózy a gravitace jsou pouze doplňkové.

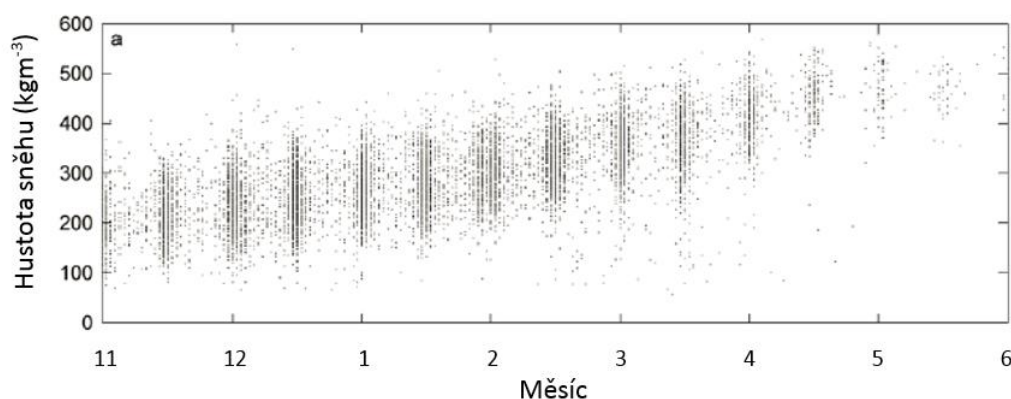


Obrázek 5: Obrázek 5A ukazuje vrstvu sněhu, která byla po celou dobu měření suchá, obrázek 5B ukazuje vrstvu sněhu, na kterou začalo pršet v 15:00, 24. den (Marshall a kol., 1999, upraveno).

Hustota nově napadaného sněhu je určena uspořádáním sněhové vločky, které do značné míry závisí na teplotě vzduchu, stupni nasycení ve srážkovém mraku a na povrchové rychlosti větru při depozici (Dingman, 2002). Sněh na otevřených, větrných plochách podléhá značné redistribuci během sněhových srážek a po jejich skončení. Je erodovaný řídkou nebo nízkou vegetací a potom je transportován do hustší, vyšší vegetace a do topografických depresí. Charakteristika a prostorové uspořádání topografie a vegetace je proto velmi důležitá pro vývoj výšky, SWE a hustoty sněhu během akumulace (Essery a Pomeroy, 2004). Variabilita akumulace a tání sněhu je v topografii ovlivněna nadmořskou výškou a expozicí (Anderton a kol., 2004). Podle Jonas a kol. (2009) má nadmořská výška pouze malý přímý vliv na průměrnou hustotu sněhu. Tento výsledek se může jevit jako zvláštní, jelikož ve vyšších nadmořských výškách je větší výška sněhu a proto by zde měla být i vyšší hustota sněhu. Vyšší teploty v nižších polohách však mohou vyvolat kompenzační účinek. Údaje naměřené Jonasem a kol.

(2009) ukazují, že se hustota sněhu na začátku zimy zvyšuje s nadmořskou výškou, což je pravděpodobně spojené s tím, že v tomto období je sních pouze ve vyšších nadmořských výškách. Nicméně v pozdní zimě je tomu naopak a hustota sněhu se s nadmořskou výškou snižuje, protože procesy tání jsou rychlejší právě v nižších nadmořských výškách. Podle López-Moreno a kol. (2013) ovlivňuje akumulaci sněhu ještě sklonitost a typ krajiny.

Sezónní zhušťování sněhové pokrývky v průběhu času může způsobovat značné rozdíly mezi hustotami na začátku a na konci období, které se mohou výrazně odchylovat od průměrných hodnot daného období (Bormann a kol., 2013). Přímá závislost hustoty sněhu na čase ukazuje, že se hustota sněhu v průběhu zimního období postupně zvyšuje (obrázek 6) a odpovídá rostoucímu zhutnění sněhu, zpočátku kvůli akumulaci a později díky tání sněhové pokrývky (Jonas a kol., 2009). Během akumulace je celkový energetický vstup obecně negativní a průměrná teplota sněhové pokrývky klesá. Doba tání sezónní sněhové pokrývky začíná, jakmile se celkový energetický vstup stává kladným. Můžeme ji rozdělit do tří fází. První je fáze oteplování, během které se plynule zvyšuje průměrná teplota sněhové pokrývky. Druhá fáze je fáze zrání, během které dochází k tání, ale voda z tajícího sněhu je udržována ve sněhové pokrývce. Na konci této fáze je sněhová pokrývka izotermická při 0°C a nemůže udržet víc vody. V poslední fázi dochází k odtoku vody ze sněhu (Dingman, 2002). Ačkoliv je zvyšování hustoty s časem relativně lineární, tyto jednoduché vztahy hustoty sněhu s časem mají omezenou prostorovou využitelnost, neumožňují zjistit meziroční variabilitu míry zhušťování ani neposkytují vazby na fyzikální procesy a vlivy (Bormann a kol., 2013).



Obrázek 6: Závislost hustoty sněhu na čase (Jonas a kol., 2009, upraveno).

2.3 Měření hustoty sněhu

SWE je jednou z nejdůležitějších vlastností sněhové pokrývky z hydrologického hlediska, jelikož nám poskytuje informace o množství vody v dané oblasti pokryté sněhem. Odhadování SWE je produktem výšky a hustoty sněhu. Měření výšky sněhu je relativně jednoduché a přesné. Za jeden den práce je možné manuálně naměřit stovky hodnot výšky sněhu. Vedle toho nám distanční nebo automatizované měření, jako například pozemní radar nebo laserový scanner, může poskytnout plně distribuovaný obraz výšky sněhu daného území, svahu nebo údolí. Na rozdíl od elektronického sběru dat, zahrnuje manuální měření hustoty sněhu kopání jámy pro získání vertikálního profilu hustoty sněhu nebo vážení sněhového jádra k zjištění hustoty (López-Moreno a kol., 2013). Objem sněhoměrného válce známe, a proto se hustota sněhu vypočítá pomocí čisté hmotnosti sněhového vzorku.

Pozemní radar má schopnost měřit charakteristiky sněhové pokrývky rychle, pro velké území (okolo 400 km za den pomocí vrtulníku). Pokud je toto měření použito pro získání hodnot SWE, zaznamenává se doba, za kterou radarový signál urazí cestu z povrchu sněhové pokrývky na zem a zpátky. Doba, která uplyne, záleží jak na výšce sněhu, tak na rychlosti radarového signálu, který je silně závislý na hustotě sněhu a na vlhkosti sněhu. Průměrná rychlost radarového signálu skrz sněhovou pokrývkou tak může mít vztah k průměrné hustotě sněhové pokrývky (Lundberg a kol., 2006).

Oproti tomu manuální měření hustoty sněhu vyžaduje podstatně více času. Sturm a kol. (2010) uvádějí, že čas potřebný k získání 20-30 měření výšky sněhu je stejný, jako pro získání jednoho měření hustoty sněhu. Proto je většina datových sad složena z velkého počtu měření výšky sněhu a poměrně malého množství měření hustoty sněhu (López-Moreno a kol., 2013). Optimální poměr měření výšky sněhu a hustoty sněhu se liší mezi jednotlivými výzkumy. Rovansek a kol. (1993) uvádí optimální poměr 14 měření výšky sněhu na jedno měření hustoty sněhu. Sturm a kol. (2010) zvýšili během posledních deseti let měření hustoty sněhu z poměru 30:1 na 20:1. Jedním důvodem pro to je, že začali používat sondu pro měření výšky sněhu s vlastním záznamem. Nicméně většina publikovaných souborů dat uvádí mnohem nižší poměr,

založený na předpokladu, že výška sněhu má mnohem větší prostorovou variabilitu než hustota sněhu.

2.4 Modelování hustoty sněhu

Hydrologické modely hustoty sněhu se používají hlavně pro získání SWE, která je časově velmi náročná na měření. SWE může být vypočítána z výšky sněhu, pokud známe hustotu sněhu (Jonas a kol., 2009). Přesné a jednoduché modely hustoty, které nevyžadují žádné další měření, kromě výšky sněhu, data a místa, mají potenciál pro převedení velkých souborů naměřených výšek sněhu na hydrologicky důležitější SWE. Takové modely by umožnily nahrazení manuálních měření SWE za měření výšky sněhu, které je přibližně 20x rychlejší (McCreight a Small, 2014). Smysluplný model hustoty sněhu musí počítat s výraznou variabilitou hustoty při nízkých výškách sněhu. Důvodem tohoto chování je, že se mělká sněhová pokrývka může pohybovat od čerstvě napadaného sněhu s malou hustotou na podzim po rozbředlý sníh s hustotou podstatně větší na jaře. Proto lze očekávat sezónní vývoj hustoty sněhu (Jonas a kol., 2009).

Hustota sněhu se vypočítá jako poměr SWE a výšky sněhu. Až do pozdních 90. let však neexistovalo žádné nepřetržité měření SWE a výšky sněhu, pokrývající velkou plochu. Z tohoto důvodu nemohla být dobře popsána prostorová a časová variabilita hustoty sněhu. Od té doby Natural Resources Conservation Service (NRCS) začalo denně sbírat oba typy dat, a to po celou zimní sezónu na stanicích SNOTEL (automatizovaný systém sněhové pokrývky a souvisejících klimatických senzorů v horských oblastech západních Spojených států). Tato nová data poskytla příležitost přezkoumat časoprostorové charakteristiky hustoty sněhové pokrývky (Mizukami a Perice, 2008). Obvykle jsou hustota sněhové pokrývky a míra zhušťování modelovány pomocí empirických rovnic s několika klimatickými proměnnými, jako například teploty vzduchu a srážky (Kojima, 1967). Hustota sněhové pokrývky je ve vztahu s vodní hodnotou sněhu (SWE; cm) a výškou sněhu (HS; cm) prostřednictvím následujícího vztahu:

$$\rho_s = \rho_w \frac{SWE}{HS}$$

kde ρ_s je hustota sněhové pokrývky v kg m^{-3} a ρ_w je hustota vody (zhruba 1000 kg m^{-3} při 0°). Tento vztah umožňuje odhad hustoty sněhu při známé SWE a HS nebo pro převedení HS do SWE při známé hustotě sněhu (Mizukami a Perica, 2008).

Jonas a kol. (2009) a Sturm a kol. (2010) vytvořili statistické modely hustoty sněhu pro rychlé převedení pozorovaných výšek sněhu na SWE. Oba modely použily pozorovanou výšku sněhu pro odhadnutí příslušné hustoty sněhu. Model, který vytvořil Sturm a kol. (2010) byl určen jako všeobecně účelný nástroj pro převedení pozorovaných výšek sněhu na SWE v Severní Americe. Vstupní faktory tohoto modelu jsou: výška sněhu, den v roce a třída sněhu, kterou definoval Sturm a kol. (1995).

Model, který vytvořil Jonas a kol. (2009), pracoval s více než padesátiletou řadou dat měřenou dvakrát měsíčně ve Švýcarských Alpách. Byl laděn měsíčně pro specifickou výšku a geografické regiony ve Švýcarsku. Tento model není zamýšlen jako běžný nástroj pro odhadování hustoty sněhu, ale jako důkaz metodiky. Vstupní faktory pro tento model byly: období, výška sněhu, nadmořská výška měřeného bodu a místo, kde bylo měření provedeno. Model nepoužívá den v roce jako jeden z parametrů. Modely, které Jonas a kol. (2009) a Sturm a kol. (2010) vytvořili, nejsou určeny pro modelování hustoty sněhu v krátkém časovém měřítku (1 den). Proto nemohou být modelem sledovány krátkodobé jevy, jako například usazování čerstvě napadaného sněhu. Tím se může stát, že hodnoty dočasné SWE nebudou správné.

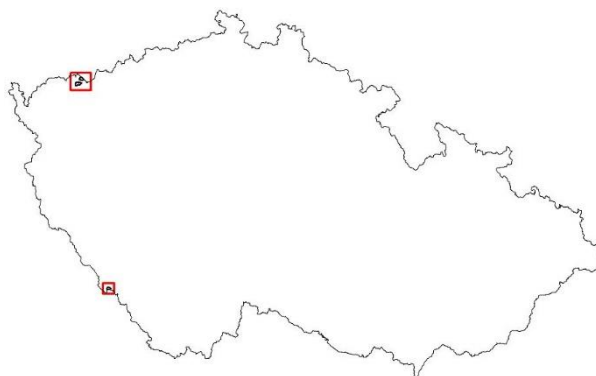
McCreight a Small (2014) proto vytvořili model, který je určen právě pro odhad hustoty sněhu v denním časovém měřítku. Model vychází z toho, že výška a hustota sněhu jsou negativně korelovány v krátkém časovém měřítku (10 dnů), zatímco během delšího časového měřítka (90 dnů) jsou korelovány pozitivně. McCreight a Small (2014) oddělili tato měřítka variability vymodelováním plynulé denní výšky sněhu (delší časové měřítka) a pozorované pozitivní a negativní anomálie z plynulé časové řady (kratší časové měřítka) jako samostatné podmínky. Model, který vytvořili, vykazuje lepší výsledky a kvalitativně více realistické chování.

3 Materiál a metody

3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území

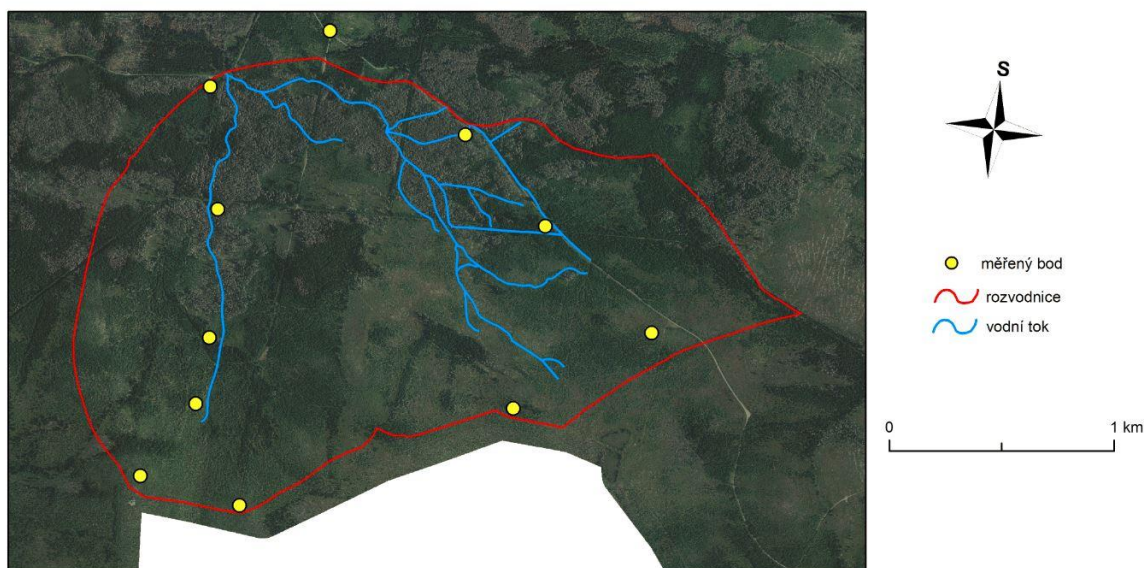
3.1.1 Geografická poloha

Povodí řeky Bystřice a Zlatého potoka se nachází v Krušných horách. Povodí Ptačího potoka se nachází na Šumavě (obrázek 7).



Obrázek 7: Poloha experimentálního povodí Bystřice a Zlatého potoka (na severu) a Ptačího potoka (na jihu) v rámci České Republiky (zdroj dat: ArcČR)

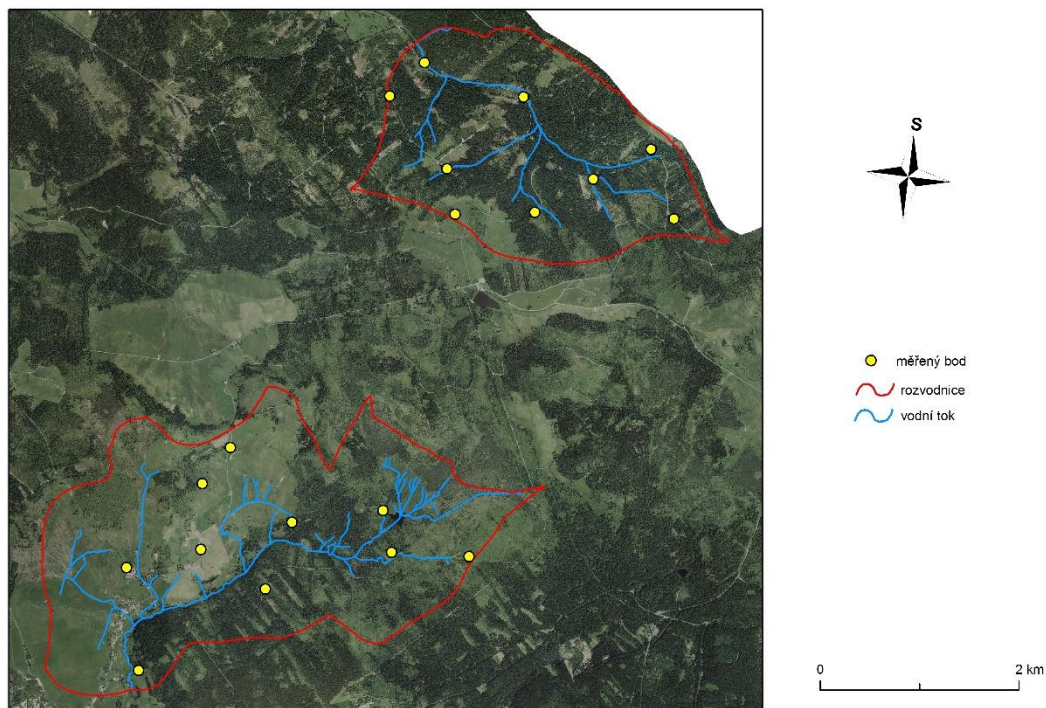
Experimentální povodí Ptačího potoka (4 km²) se nachází v centrální části Šumavy v jihozápadní části České republiky na hranicích s Bavorskem (obrázek 8). Ptačí potok pramení na západním svahu Černé hory ve výšce asi 1 200 m n. m., vtéká do Modravského potoka, který spolu s Roklanským potokem tvoří řeku Vydru. Ta se na soutoku s Křemelnou mění v Otavu, která je levostranným přítokem Vltavy. Nejnižší bod experimentálního povodí je závěrový profil na soutoku Ptačího potoka s Mokrůvkou ve výšce 1 135 m n. m. Nejvyšší bod v povodí je na vrcholu Malé Mokrůvky ve výšce 1330 m n. m.



Obrázek 8: Experimentální povodí Ptačího potoka s vyznačenými vodními toky a měřenými body (zdroje dat: ArcČR, ČÚZK – Ortofoto České republiky)

Experimentální povodí řeky Bystřice (9 km²) a Zlatého potoka (5,5 km²) se nacházejí v západní části Krušných hor v severozápadní části České Republiky (obrázek 9). Obě povodí patří mezi nejvýše položená povodí v Krušných horách. Řeka Bystřice pramení západně od Božídarského Špičáku v nadmořské výšce 1 029 m n. m., protéká Ostrovem nad Ohří, do Ohře se vlévá jako její levostranný přítok a v Litoměřicích ústí do Labe. Experimentální povodí se nachází v horní části toku a je vymezeno rozvodnicí a závěrovým profilem Abertamy. Uvnitř povodí se nachází klimatologická stanice Hřebečná. Nejvyšší bod experimentálního povodí Bystřice je vrchol Nad Rýžovnou (1050 m n. m.) a nejnižším bodem je závěrový profil Abertamy ve výšce 856 m n. m.

Zlatý potok pramení ve výšce 1 035 m n. m. ve východní části experimentálního povodí mezi Božídarským Špičákem a německou obcí Tellerhäuser, v Německu vtéká do Pöhlwasser, dále do Schwarzbachu, poté do Mulde a nakonec ústí do Labe. Nejnižší bod je v závěrovém profilu experimentálního povodí ve vesnici Zlatý Kopec ve výšce 767 m n. m.



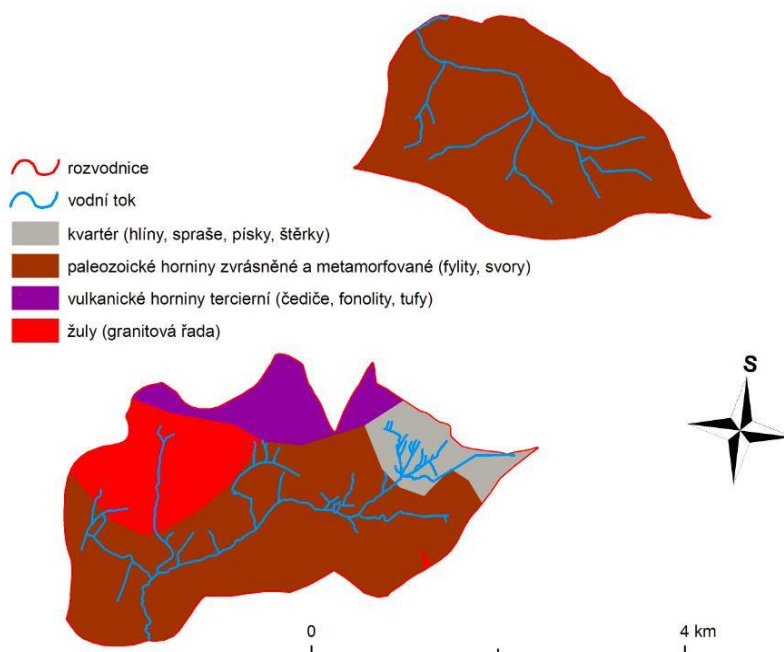
Obrázek 9: Experimentální povodí Zlatého potoka (na severu) a horní Bystřice (na jihu) s vyznačenými vodními toky a měřenými body (zdroje dat: ArcČR, ČÚZK – Ortofoto České republiky)

3.1.2 Geologie

Krušné hory spolu se Smrčinami tvoří dvě kadomská antiklinoria z krystalických břidlic, zvláště pak žul, ležící na žulovém jádře. Jádrem Krušných hor je pluton, z něhož pronikají na povrch žulová tělesa. Krušné hory zasáhlo mladokadomské a variské vrásnění. Po denudaci se v depresích Krušných hor utvořily malé permokarbonské uhelné pánve. Parovinné zarovnání pohoří vzniklo koncem druhohor a v oligocénu. V oligocénu také vznikly malé jezerní pánve, které se vyplnily šterko-pískovými usazeninami. Ve spodním miocénu se na některé z nich vylila sopečná tělesa nefelinitů a leucititů s tufy, která vytvořila exoty (například Božídarský Špičák) nebo vypreparované sopouchy (Kunský, 1974).

Díky kadomskému vrásnění došlo k vytlačení a přeměně sedimentů moře v krystalické břidlice – fylity a svory, které zabírají většinu experimentálního povodí Bystřice a celé povodí Zlatého potoka. V povodí Bystřice se nacházejí ještě terciární

vulkanické horniny na severu, žuly na severozápadě a kvartérní hlíny, spraše, písky a štěrky na východě (obrázek 10).



Obrázek 10: Geologická stavba zájmového území. Podkladová data v měřítku 1:100 000
(Univerzita Karlova v Praze, 2015)

Šumava tvoří větev oblasti zvané vltavsko-dunajská elevace, která se na bavorské straně noří pod alpské vnější flyšové pásmo. Tvoří ji krystalické břidlice, většinou hlubinně přeměněné, a je proniknuta hlubinnými variskými plutony. Oblast byla několikrát zvrásněna a postižena zlomově od vrásnění předkadomského až po saxonské. Šumavské horniny tvoří tři série geosynklinálního původu. Nejstarší je hlubinná série složená z břidličnatých pararul s tělesy rul a ortorul, mladší série je složená z biotických pararul s vápenci a grafity a výlevy bazických vyvřelin a nejmladší série s vložkami křemenců, které selektivně tvoří hřebeny (Kunský, 1974).

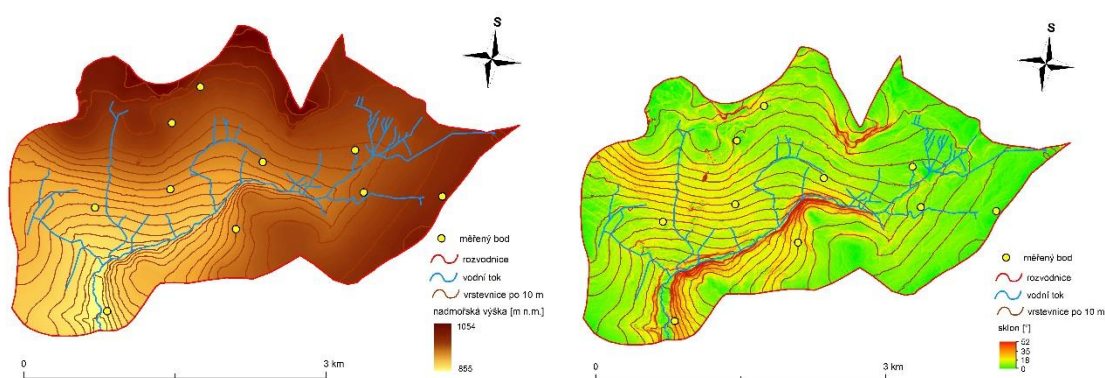
Většinu povodí Ptačího potoka (97 %) zabírá jednotvárná série moldanubika. Moldanubikum představuje nejsilněji metamorfované horniny a na území Ptačího potoka je tvořené monotónní skupinou s převahou pararul a se svorovými zónami.

3.1.3 Geomorfologie

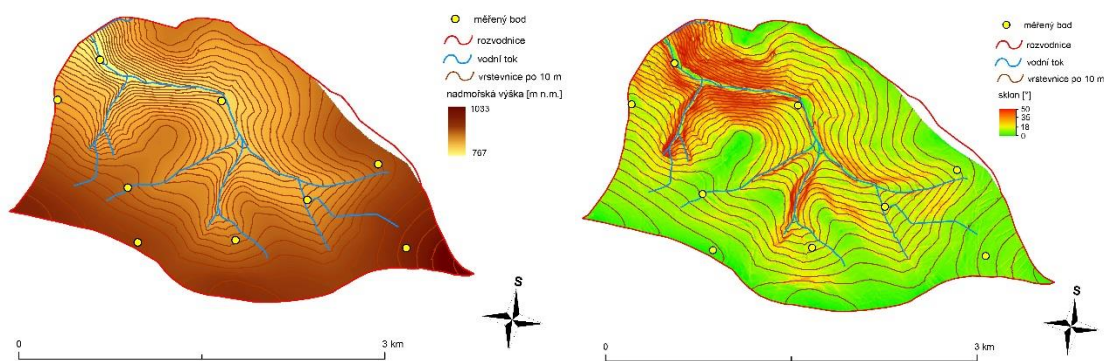
Experimentální povodí Bystřice a Zlatého potoku spadá do Krušnohorské subprovincie, oblasti Krušnohorské hornatiny, celku Krušné hory, podcelku Klínovecká hornatina, okrsku Jáchymovská hornatina a podokrsku Božídarská hornatina (Zlatý potok) a Abertamská hornatina (Bystřice), (Balatka a Kalvoda, 2006).

Experimentální povodí Ptačího potoka dle geomorfologického členění spadá do Šumavské subprovincie, oblasti Šumavské hornatiny, celku Šumavy, podcelku Šumavské pláně, okrsku Kvildské pláně a podokrsku Roklanské pláně.

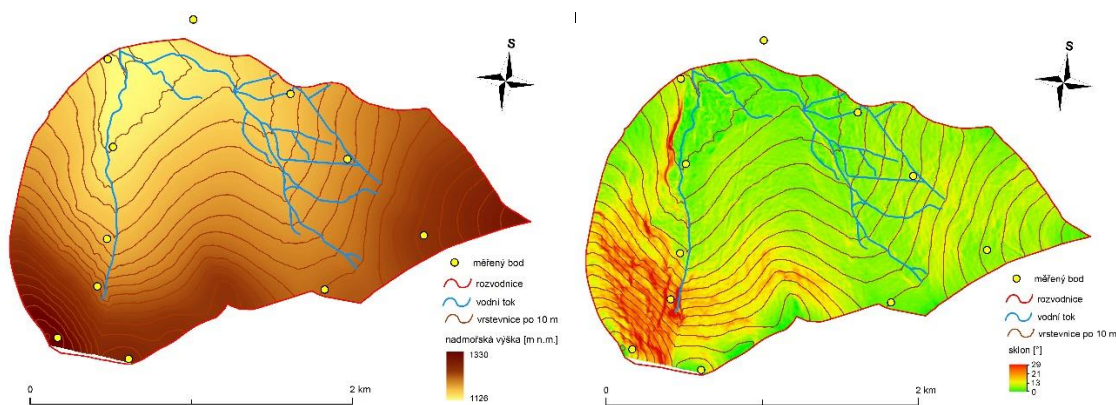
Experimentální povodí v Krušných horách leží v nadmořské výšce od 760 do 1050 m n. m. Svahy v povodí Bystřice jsou orientovány převážně na jih. Průměrná sklonitost svahů je zde $4,5^\circ$ (obrázek 11). Na druhou stranu povodí Zlatého potoka je orientováno převážně na sever a průměrná sklonitost je zde 11° (obrázek 12). Experimentální povodí Ptačího potoka leží od 1130 do 1330 m n. m. Povodí je orientováno částečně na západ a částečně na východ s průměrnou sklonitostí 6° (obrázek 13).



Obrázek 11: Výšková členitost a sklonitost experimentálního povodí Bystřice (ČÚZK – DMR 4G)



Obrázek 12: Výšková členitost a sklonitost experimentálního povodí Zlatý potok (ČÚZK – DMR 4G)



Obrázek 13: Výšková členitost a sklonitost experimentálního povodí Ptačí potok (ČÚZK – DMR 4G)

3.1.4 Půdy

Půdy v Krušných horách se dají obecně charakterizovat jako převážně kyselé. Podle půdní mapy Česka 1 : 50 000 se na experimentálních povodí v Krušných horách nacházejí hlavně podzoly (podzol modální, kryptopodzol modální) a gleje (glej histický a glej zrašelinělý). V povodí Bystřice můžeme najít také rankery a pseudogleje. Gleje se vyznačují zpomaleným odtokem podzemních vod, a proto mají menší schopnost absorpce další vody. Podzoly a kryptopodzoly mají díky své kyprosti vysokou retenční schopnost a hydrologicky se uplatňují velmi pozitivně (Vlček a kol., 2012).

Na Šumavě je díky velké střední nadmořské výšce, která jen v nepatrných úsecích klesá pod 600 m n. m. vyloučeno významné využití půd nižších poloh. Díky vlivu

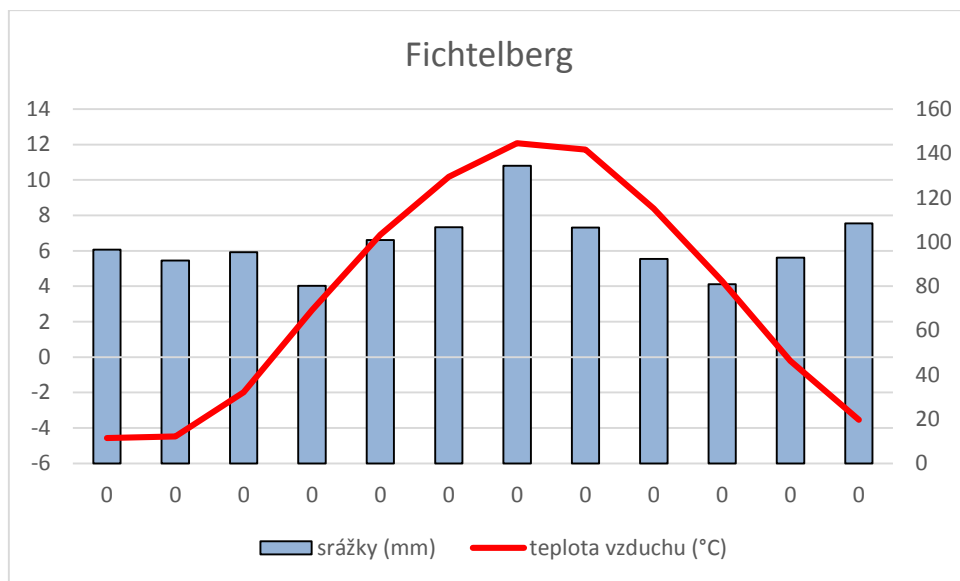
mírnějšího klimatu je zde poněkud pozměněná půdní pásmovitost území, kdy jednotlivá pásma zasahují do větších nadmořských výšek než u jiných pohoří. Na území Ptačího potoka se nacházejí hlavně podzoly, kryptopodzoly a kambizemě.

Na všech zkoumaných územích se vyskytují hydromorfní (zrašeliněné) půdy, které pravděpodobně ovlivňují hydrologický režim toků na daném území. Toky odvodňující rašeliniště mají také značnou rozkolísanost průtoků (Janský, 2003).

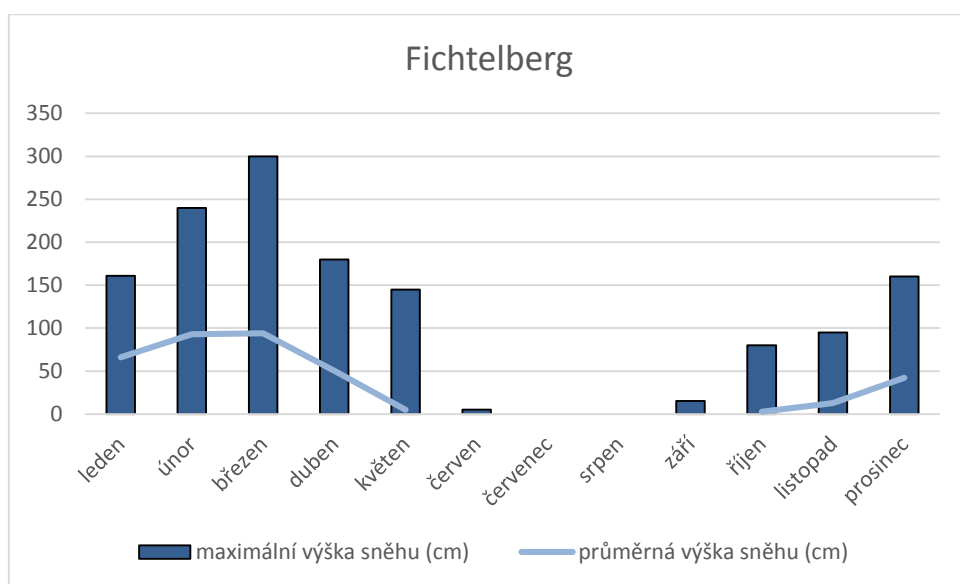
3.1.5 Klima

Hodnoty pro zkonstruování klimadiagramů v následující kapitole byly použity z německých meteorologických stanic v blízkosti experimentálních povodí. Tyto stanice byly použity proto, že poskytují delší pozorování srážek, teplot vzduchu, výšek sněhu a rychlosti větru a lépe tak vystihují roční chody těchto veličin.

V blízkosti experimentálního povodí Bystřice a Zlatého potoka se na německé straně Krušných hor nachází meteorologická stanice Fichtelberg (1213 m n. m.). Tato stanice poskytuje všechna potřebná data už od roku 1955, a proto byla použita pro následující statistiky. Průměrná teplota vzduchu se pohybovala okolo 3,5 °C. Průměrný roční úhrn srážek byl 1187 mm (obrázek 14). Průměrná výška sněhu v letech 1955-2014 od prosince do března byla 74 cm, průměrné maximální výšky však v březnu dosahovaly až 300 cm (obrázek 15). Na distribuci sněhu se silně podílí také vítr, jehož průměrná rychlost na stanici dosahovala 8,7 m·s⁻¹.

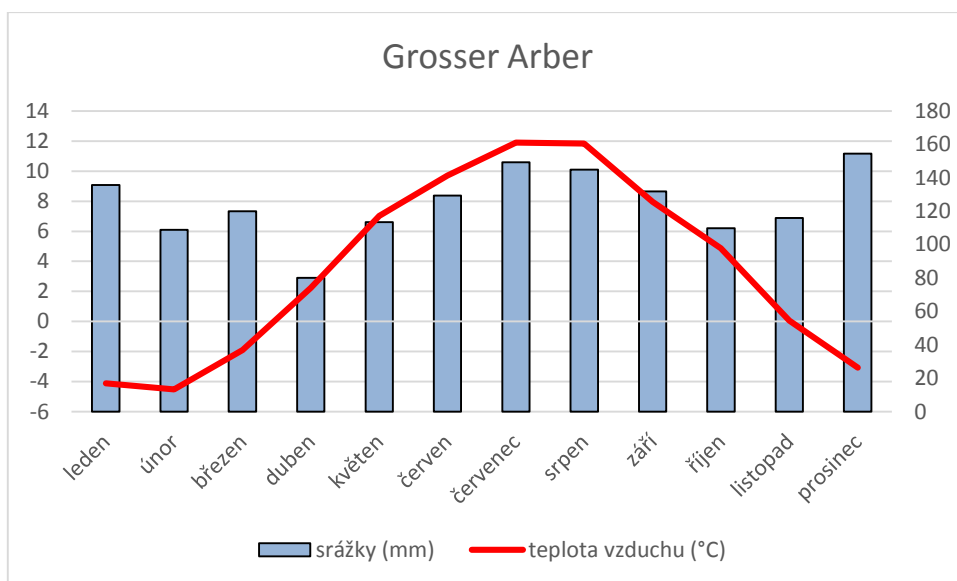


Obrázek 14: Průměrná měsíční teplota vzduchu na stanici Fichtelberg (1213 m n.m.) a průměrný měsíční úhrn srážek v letech 1955-2014 (zdroj: data DWD, 2015)

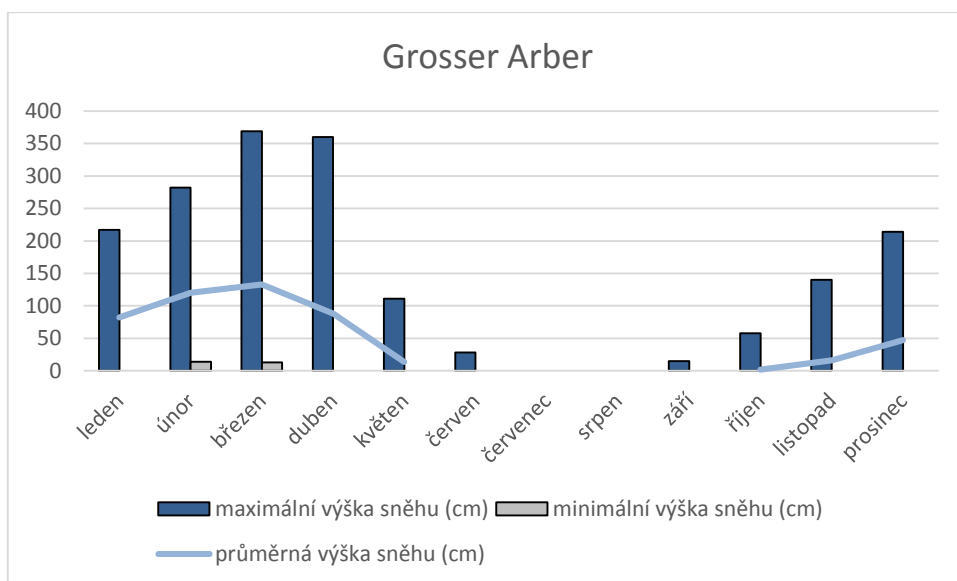


Obrázek 15: Průměrná a maximální výška sněhu na stanici Fichtelberg (1213 m n.m.) v letech 1955-2014 (zdroj: data DWD, 2015)

V blízkosti experimentálního povodí Ptačího potoka se na německém území nachází meteorologická stanice Grosser Arber (1 456 m n. m.). Stanice poskytuje potřebná data od roku 1983. Průměrná teplota vzduchu byla 3,5 °C. Průměrný roční úhrn srážek byl 1494 mm (obrázek 16). Průměrná výška sněhu od prosince do března byla 96 cm, průměrné maximální výšky však v březnu dosahovaly až 369 cm (obrázek 17). Průměrná rychlost větru byla 6,8 m·s⁻¹.



Obrázek 16: Průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrný měsíční úhrn srážek na stanici Grosser Arber (1456 m n.m.) v letech 1983-2014 (zdroj: data DWD, 2015)



Obrázek 17: Průměrná a maximální výška sněhu na stanici Grosser Arber (1456 m n.m.) v letech 1983-2014 (zdroj: data DWD, 2015)

3.1.6 Hydrologie

Krušné hory náleží k úmoří Severního moře do povodí Labe. Vybrané hydrologické charakteristiky experimentálních povodí v Krušných horách jsou uvedeny v tabulkách 2 (Bystřice) a 3 (Zlatý potok).

Tabulka 2: Charakteristiky povodí Bystřice (zdroj dat: DIBAVOD)

Bystřice	
Plocha povodí	9,01 km ²
Délka rozvodnice	15 km
Úhrnná délka toků	19,8 km
Nejvyšší kóta	1 050 m n. m.
Nejnižší kóta	856 m n. m.
Průměrný sklon povodí	4,5°

Tabulka 3: Charakteristiky povodí Zlatého potoka (zdroj dat: DIBAVOD)

Zlatý potok	
Plocha povodí	5,64 km ²
Délka rozvodnice	10,05 km
Úhrnná délka toků	5,53 km
Nejvyšší kóta	1035 m n. m.
Nejnižší kóta	767 m n. m.
Průměrný sklon povodí	8,91°

Stejně jako Krušné hory, náleží většina území Šumavy k úmoří Severního moře, povodí Labe s hlavními řekami Vltavou a Otavou. Hydrologické charakteristiky experimentálního povodí Ptačí potok jsou uvedeny v tabulce 4.

Tabulka 4: Charakteristika povodí Ptačího potoka (zdroj dat: DIBAVOD)

Ptačí potok	
Plocha povodí	4,09 km ²
Délka rozvodnice	8,64 km
Úhrnná délka toků	7,99 km
Nejvyšší kóta	1330 m n. m.
Nejnižší kóta	1135 m n. m.
Průměrný sklon povodí	9°

3.1.7 Vegetace

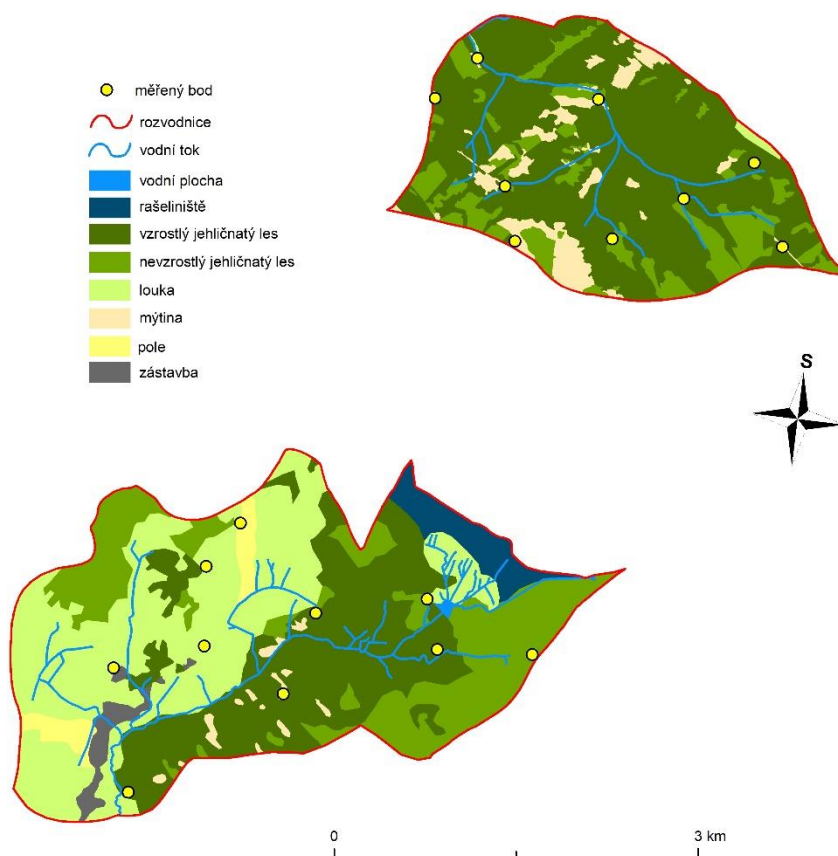
Vegetace má velký vliv na ukládání a na redistribuci sněhu. Obecně se v lese díky intercepci ukládá menší množství sněhu než na otevřených plochách, takže zde nedochází takovou měrou k sesedání sněhové pokrývky. Také zde má slabší vliv vítr, který působí na strukturu sněhu a sluneční záření, které urychluje procesy tání a mrznutí (Hříbík a Škvarenina, 2007).

V Krušných horách jsou zalesněny jen nejvyšší polohy hřbetů. Původní smrčiny a bučiny byly zatlačeny hornictvím, průmyslem a zemědělstvím. Pohoří patří do hercynské středoevropské lesní květeny. Krušné hory mají mnoho rašelinišť postglaciálního stáří. Šumava je také oblastí hercynského lesního rostlinstva s rozptýlenými alpskými prvky. Původně byla souvisle zalesněná až k horní hranici lesa (1350 – 1420 m n. m.). Šumava má u nás nejrozsáhlejší rašeliniště, vrchovištní, horská i údolní, postglaciálního stáří (Kunský, 1974).

V experimentálním povodí Zlatého potoka se nacházejí 2 hlavní typy vegetačního krytu, jsou to především vzrostlé jehličnaté lesy, které svou rozlohou 4,01 km² zabírají 73 % z celkového území a nevzrostlé jehličnaté lesy, které zabírají 18 % z experimentálního povodí. Naopak v experimentálním povodí horní Bystřice je vzrostlý jehličnatý les zastoupen pouze 31 %. Zbylou část území tvoří převážně pole a nevzrostlý jehličnatý les (tabulka 5). Rozložení krajinného pokryvu experimentálního povodí řeky Bystřice a Zlatého potoka je vidět na obrázku 18

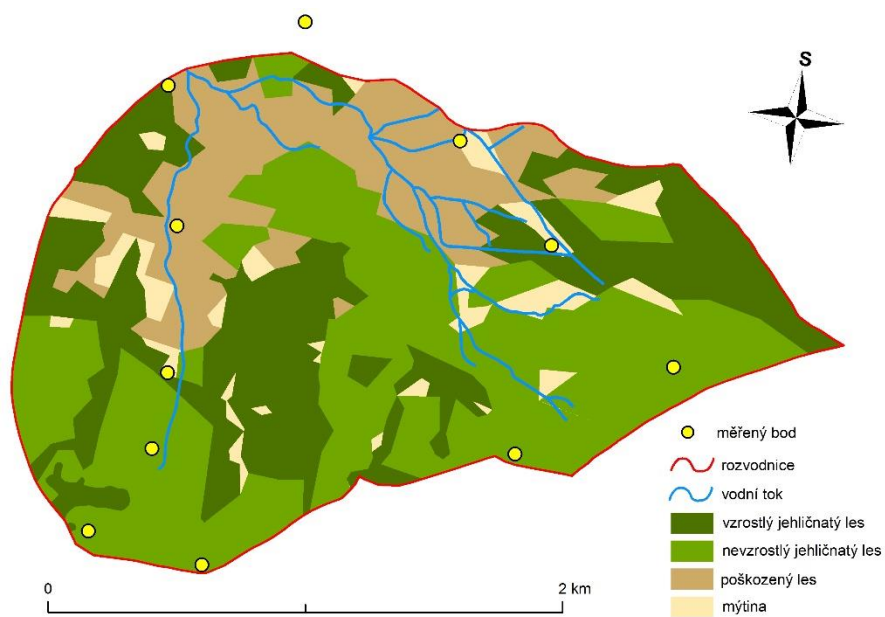
Tabulka 5: Krajinný pokryv experimentálního povodí horní Bystřice (zdroje dat: ArcČR, ČÚZK – Ortofoto České republiky, DIBAVOD)

Krajinný pokryv povodí horní Bystřice	plocha (km²)	plocha (%)
zástavba	0,19	2,1
louky	3,37	37,4
pole	0,25	2,8
vodní plocha	0,01	0,1
vzrostlé jehličnaté lesy	2,76	30,6
mýtiny	0,09	1,0
nevzrostlé jehličnaté lesy	1,96	21,8
rašeliniště	0,38	4,2
celkem	9,01	100,0



Obrázek 18: Krajinový pokryv experimentálního povodí Zlatého potoka (na severu) a horní Bystřice (na jihu), (zdroje dat: ArcČR, Hájková, 2013, DIBAVOD)

V experimentálním povodí Ptačí potok se podle ortofota nacházejí 4 typy krajinového pokryvu: vzrostlé jehličnaté lesy, nevzrostlé jehličnaté lesy, mýtiny a poškozený les. Jehličnaté lesy zabírají plochu 30 % z celkového území. Zalesněných ploch však stále ubývá kvůli vlivu lýkožrouta smrkového (*Ips typographus*). Poškozený les nyní zabírá 20 % z celkového území experimentálního povodí. Ubýváním zdravého lesa dochází ke snižování retenční schopnosti krajiny a k dlouhodobě vyššímu odtoku z území (Hais, 2007). Dominantní typ dřeviny je zde smrk ztepilý. Nevzrostlý jehličnatý les zabírá 44 % z celkového území. Na obrázku 19 je patrné rozložení krajinového pokryvu experimentálního povodí Ptačí potok.



Obrázek 19: Krajinový pokryv experimentálního povodí Ptačího potoka (zdroje dat: ArcČR, ČÚZK – Ortofoto České republiky, DIBAVOD)

3.2 Použitá data

Univerzita Karlova v Praze provozuje opakované terénní měření výšky sněhu a SWE na experimentálních povodích v Krušných horách a na Šumavě. Pravidelný výzkum sněhové pokrývky z dat naměřených v terénu začal v zimní sezóně 2006/07. Od tohoto období se měří charakteristiky sněhu každý rok, a to několikrát v průběhu zimy. Největší intenzita měření bývá na konci zimního období, kdy dochází k největšímu tání. Průběžně je monitorována výška sněhové pokrývky sněhoměrnou tyčí a SWE válcovým sněhoměrem s průřezem 50 cm² ve vytyčených profilech. Do terénních měření jsou zapojeni studenti, kteří zpracovávají problematiku hydrologie sněhu ve svých pracích.

Data použitá v této práci jsou od zimní sezóny 2009/10 do zimní sezóny 2013/2014 v měsících od ledna do dubna s nejvyšším počtem měření v březnu (tabulka 6).

Tabulka 6: Termíny terénního měření v povodích Bystřice, Zlatého potoka a Ptačího potoka s údaji, zda šlo o termín akumulace nebo tání, průměrnou SWE a rozpětí SWE.

Povodí řeky Bystřice				Povodí Zlatého potoka				Povodí Ptačího potoka			
Datum	Tání	Průměrná SWE [mm]	Rozpětí SWE[mm]	Datum	Tání	Průměrná SWE [mm]	Rozpětí SWE[mm]	Datum	Tání	Průměrná SWE [mm]	Rozpětí SWE[mm]
16.3.2010	Ne	157	62-254	16.3.2010	Ne	146	88-244	19.3.2011	Ne	177	11-307
18.3.2010	Ne	229	69-385	18.3.2010	Ne	194	84-257	26.3.2011	Ano	152	69-266
24.3.2010	Ano	157	0-343	24.3.2010	Ano	135	43-250	29.2.2012	Ne	487	283-730
30.3.2010	Ano	79	0-290	30.3.2010	Ano	46	0-192	16.3.2012	Ne	457	215-696
27.1.2011	Ne	188	61-330	27.1.2011	Ne	164	89-278	24.3.2012	Ano	425	217-635
13.3.2011	Ano	131	0-387	13.3.2011	Ano	137	0-274	7.4.2012	Ano	305	19-499
22.3.2011	Ano	84	0-350	22.3.2011	Ano	76	0-226	6.3.2013	Ne	296	97-467
16.1.2012	Ne	188	55-472	16.1.2012	Ne	112	26-236	16.3.2013	Ne	286	112-484
30.1.2012	Ne	269	86-441	30.1.2012	Ne	184	15-351	13.4.2013	Ne	302	110-503
13.2.2012	Ne	265	112-438	13.2.2012	Ne	170	81-344	23.4.2013	Ano	137	0-374
28.2.2012	Ne	312	126-448	28.2.2012	Ne	204	73-361	10.3.2014	Ano	112	0-238
12.3.2012	Ano	241	64-555	12.3.2012	Ano	176	58-323	18.3.2014	Ano	80	0,209
19.3.2012	Ano	176	0-560	19.3.2012	Ano	104	0-297				
26.2.2013	Ne	146	28-334	26.2.2013	Ne	127	75-199				
5.3.2013	Ne	134	51-243	5.3.2013	Ne	128	65-218				
26.3.2013	Ano	130	35-268	26.3.2013	Ano	126	62-248				
16.4.2013	Ano	39	0-211	16.4.2013	Ano	37	0-124				

Měření probíhá v 10 profilech v každém povodí. V experimentálních povodích v Krušných horách a na Šumavě se měří v 50 metrových profilech, v každém profilu je provedeno 5 měření výšky sněhu po deseti metrech, přičemž v 1. a 5. bodu se měří i hmotnost sněhu, která je později přepočítána na hustotu sněhu a SWE. Pokud je v okolí profilu les i otevřená plocha, provádí se toto měření pro oba typy vegetace. V každém

bodě měření se zaznamenává výška sněhu, hmotnost sněhu ve sněhoměrném válci, typ vegetace a expozice. Rozlišujeme 4 druhy vegetace. Otevřená plocha, mýtina (otevřená plocha chráněná před vlivem větru a slunečním zářením okolním lesem), les a poškozený les (les poškozený kůrovcem). Při tvorbě lineárních regresí doplněných o konfidenční intervaly a box-plotů pro hustotu sněhu jednotlivých typů vegetace byly vždy zprůměrovány údaje ze stejného typu vegetace, ze stejného profilu a ze stejného měření. Tím pádem jsme dostali z každého profilu pouze jeden bod z lesa a jeden bod z otevřené plochy.

3.3 Zpracování dat

Hlavním cílem práce bylo zhodnocení závislosti hustoty sněhu a dalších proměnných, které ji ovlivňují. Hustota sněhu se vypočítá pomocí následujícího vztahu:

$$\rho_s = \rho_w \cdot \left(\frac{SWE}{HS} \right)$$

Kde ρ_s je hustota sněhové pokrývky v kg m^{-3} , ρ_w je hustota vody (zhruba 1000 kg m^{-3} při 0°), SWE je vodní hodnota sněhu a HS je výška sněhu. SWE se vypočítá podle vzorce:

$$SWE = 200 \cdot m \cdot \left(\frac{SCE_1}{SCE_2} \right)$$

Kde m je čistá hmotnost sněhu, SCE_1 je průměrná výška sněhu v 10 bodech a SCE_2 je výška sněhu ve sněhoměrném válci. Naměřená hmotnost je pro průřez 50 cm^2 a proto se násobí 200, aby se zjistila hodnota pro 1 m^2 .

Naměřené hodnoty byly poté rozděleny podle toho, jestli se nachází v období akumulace nebo v období tání. Období akumulace je během začátku zimy, kdy je celkový energetický vstup negativní a průměrná teplota sněhové pokrývky klesá. Období tání začíná, jakmile se celkový energetický vstup stává kladným. Toto rozdělení bylo provedeno kvůli lineárním regresím sledujících závislost hustoty sněhu a výšky sněhu. K dispozici bylo výrazně více dat z období tání, než z období akumulace a výsledný graf

by byl proto zavádějící a nebyla by zde vidět závislost. Proto byla pro tvorbu lineárních regresí použita pouze data z období akumulace.

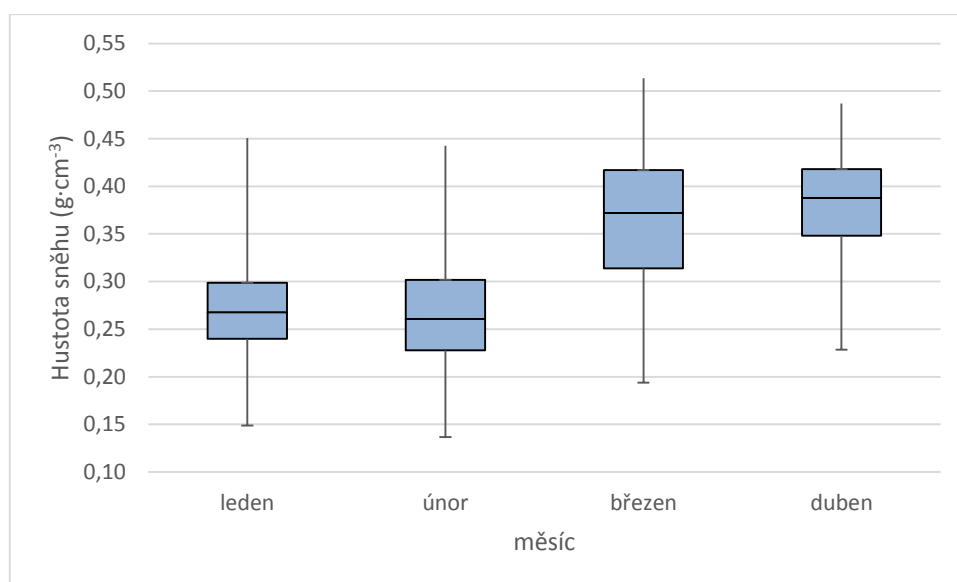
Upravené hodnoty byly zpracovány v programu Microsoft Excel a v programu R (<http://www.r-project.org/>).

Box-plot je komplexní graf, který slouží ke grafické vizualizaci numerických dat pomocí jejich kvartilů. Jednoduché lineární regrese byly vytvořeny na základě metody nejmenších čtverců. Korelační matice byla vypočtena na základě Pearsonova korelačního koeficientu.

Konfidenční intervaly pro lineární regresi byly vypočítány a zobrazeny pomocí knihovny ggplot2 v programu R. Konfidenční intervaly jsou intervaly, kam s danou pravděpodobností spadá střední hodnota nezávislé veličiny y , při dané veličině x . V případě této práce byly konfidenční intervaly vypočítány pro pravděpodobnost 95 %.

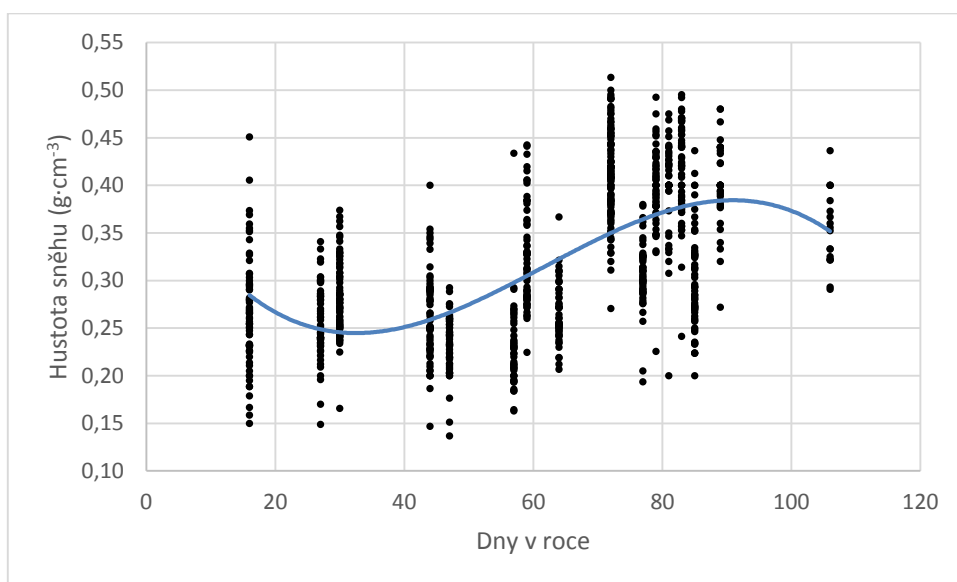
4 Výsledky

Jak už bylo řečeno, většina naměřených dat je z období tání. Proto zde nemůžeme sledovat vývoj hustoty sněhu pro celé zimní období (od prvního sněžení), ale jen pro 4 měsíce od ledna do dubna. Maximálních naměřených hustot dosahuje sněhová pokrývka v březnu a následně také v dubnu. Je tomu tak díky vyšším průměrným teplotám vzduchu, které urychlují procesy tání a mrznutí. Maximální naměřené hustoty se pohybují okolo $0,5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, což odpovídá hustotě firnu. Průměrná hustota sněhu v období akumulace je $0,29 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ a v období tání $0,39 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Nejnížší průměrné hustoty můžeme pozorovat v lednu a v únoru při nižších teplotách vzduchu (obrázek 20). Důvod pro vyšší hustoty sněhu v měsících březen a duben, může být i ten, že se na jaře zapojuje více slunečního záření a tím se zvyrazňují rozdíly mezi body, jak vlivem orientace svahů, tak vlivem sklonitosti svahu. Nejvíce slunečního záření dopadá na jižní svahy se sklonem 20 – 40 stupňů. Proto budou právě body na takových místech vykazovat výrazně vyšší hustoty sněhu než body situované na kolmých severních svazích.



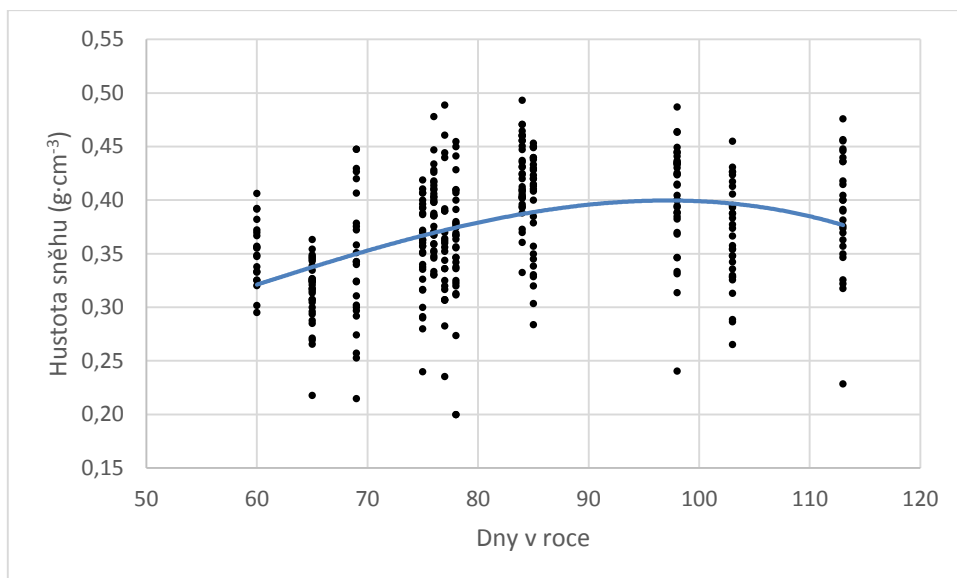
Obrázek 20: Hustota sněhu v zimních měsících v letech 2010-2014 v povodích Bystřice, Zlatého potoka a Ptačího potoka. Box-ploty zobrazují 25%, 50% a 75% kvantily, chybové úsečky zobrazují minimum a maximum.

Vývoj hustoty sněhu v průběhu zimy můžeme vidět na obrázcích 14 a 15. Naměřená data jsou proložena polynomicou funkcí třetího řádu, protože lépe odpovídá vývoji sněhové pokrývky. Ve druhé půlce ledna si můžeme v případě Krušných hor všimnout lehkého poklesu hustoty sněhu. Může to být díky tomu, že do dalšího měření na konci ledna připadl nový sníh a hustota se tím zmenšila. Nejvyšší nárůst hustoty sněhu nastává od konce února do půlky března, to znamená v období nejvyššího tání. Při posledním měření, na konci března dochází opět k mírnému poklesu hustoty sněhu, která klesá až do posledního měření v půlce dubna. Hustoty sněhu jsou však stále vysoké. Pokles je nejspíš způsoben tím, že většina sněhu už roztála, takže na bodech položených v nižších polohách, kde byla při minulém měření naměřena nejvyšší hustota, už nelze měřit.



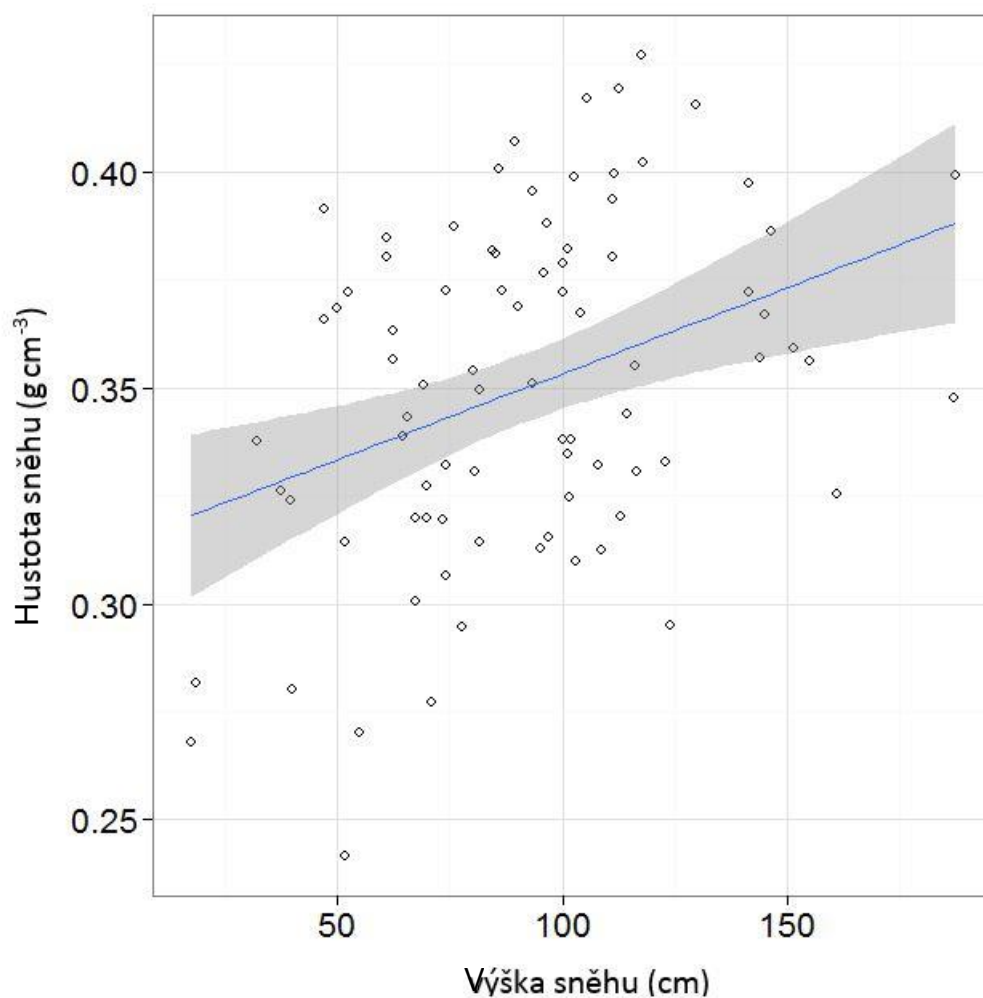
Obrázek 21: Vývoj hustoty sněhu v průběhu zimy v letech 2010-2014 v povodích Bystřice a Zlatého potoka. Modrá křivka vyjadřuje polynomicou regresi bodových měření (polynom 3. stupně)

První měření v případě experimentálního povodí Ptačího potoka máme na konci února. I zde je vidět postupný nárůst hustoty sněhu od počátku března do začátku dubna a následný pokles hustoty až do posledního měření ke konci dubna. Nárůst hustoty je zde jako v případě povodí v Krušných horách způsoben rostoucími teplotami a vyšším stupněm tání.



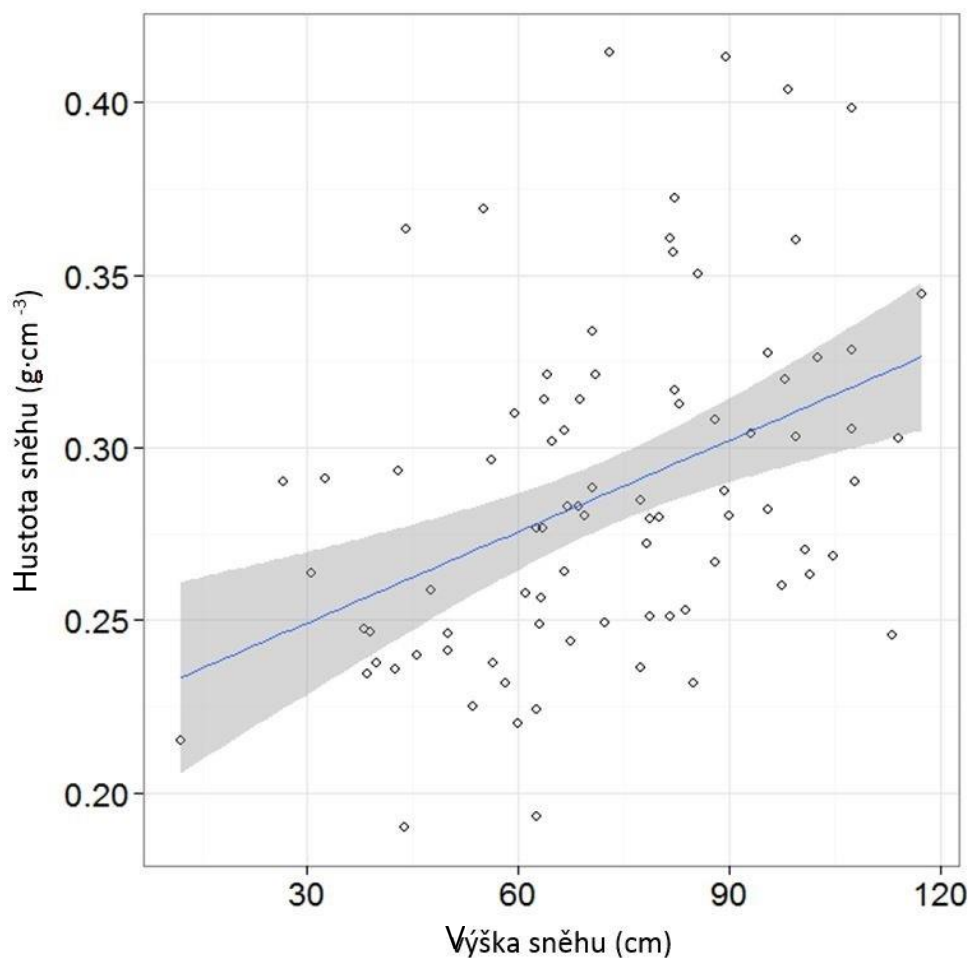
Obrázek 22: Vývoj hustoty sněhu v průběhu zimy v letech 2010-2014 v povodí Ptačího potoka.
Modrá křivka vyjadřuje polynomicickou regresi bodových měření (polynom 3. stupně)

Hustota sněhu se velmi liší i s výškou sněhu. V obou grafech (Šumava, Krušné hory) se nám potvrdila hypotéza, že s výškou sněhu bude i mírně stoupat hustota sněhu. Je to díky vlivu sesedání sněhové pokrývky, při němž nepatrně klesá výška sněhu, ale na druhou stranu také roste hustota sněhu. V souboru naměřených dat je podstatně více údajů z období tání, než z období akumulace. Proto jsou pro následující grafy použita pouze data z období akumulace. Na lineární regresi je vidět, že hustota sněhu s přibývajícím výškou sněhu postupně roste, je zde však velká variabilita dat u celého souboru. Může se jednat o velkou vrstvu čerstvě napadaného sněhu s malou hustotou, nebo o malou vrstvu rozbředlého tajícího sněhu s hustotou výrazně větší.



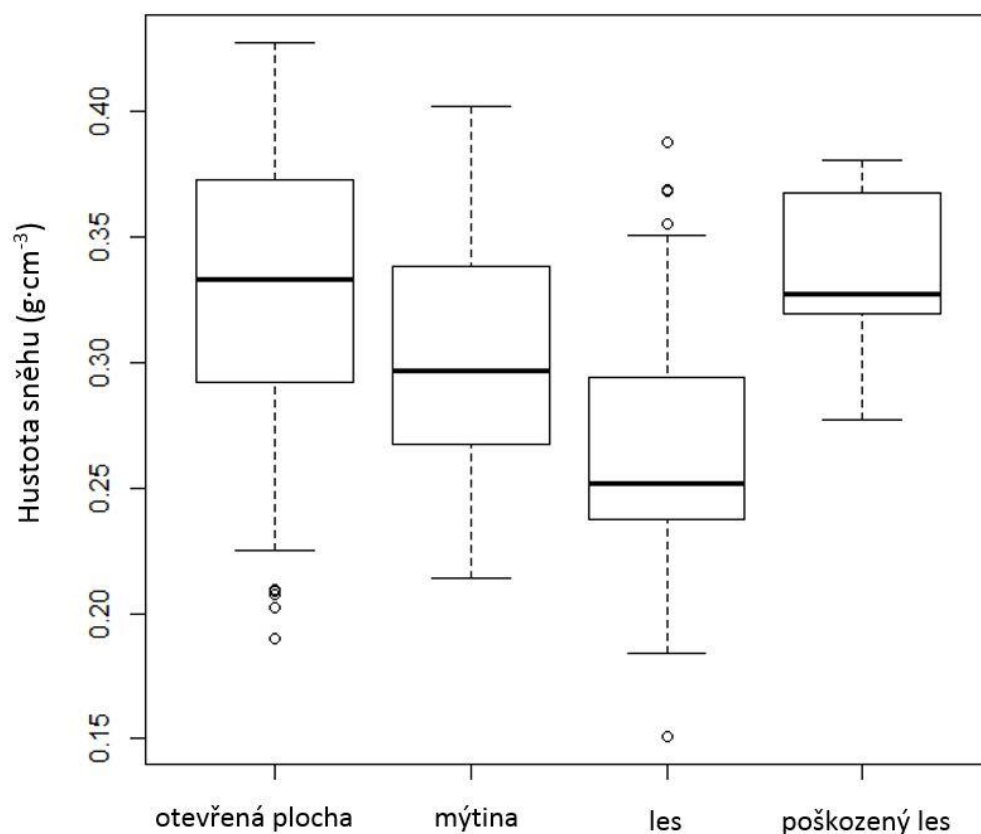
Obrázek 23: Vývoj hustoty sněhu s výškou sněhu doplněná o konfidenční intervaly pro experimentální povodí Ptačí potok v letech 2010-2014.

Lineární regrese doplněná o konfidenční intervaly pro Krušné hory (obrázek 24) byla udělána pouze pro rok 2012, protože variabilita dat pro všechny tři roky byla příliš velká a nebyla tu vidět taková závislost. I přes to je zde stále velká variabilita dat. Dochází ke stejnému trendu jako v případě experimentálního povodí na Šumavě, a to, že hustota sněhu s výškou sněhu postupně narůstá.



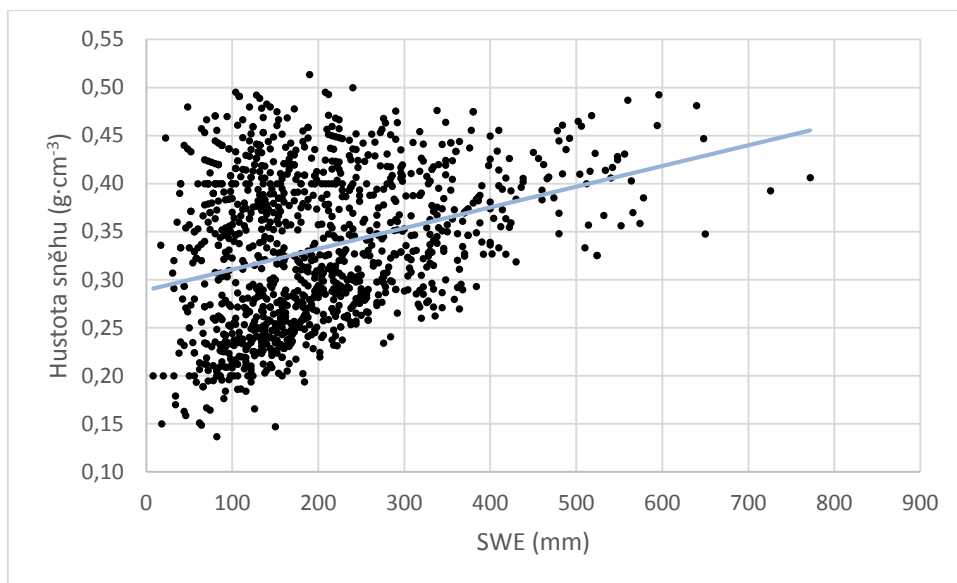
Obrázek 24: Vývoj hustoty sněhu s výšky sněhu doplněná o konfidenční intervaly pro experimentální povodí v Krušných horách v roce 2012.

Hustota sněhu se mění i s typem vegetace (obrázek 17). Největších hustot sněhu je dosaženo na otevřených plochách, ačkoliv i variabilita dat je zde největší. Jedním z důvodů pro největší hustoty sněhu právě na otevřených plochách je vliv větru, který mění strukturu sněhu. Dalším faktorem, díky kterému se zvyšuje hustota sněhu, je sluneční záření, kterého je více na otevřených plochách. Větší stupeň slunečního záření urychluje procesy tání a mrznutí, kvůli kterým dochází ke zvyšování hustoty sněhu. Velmi vysoké hodnoty hustoty sněhu s relativně malou variabilitou dat můžeme pozorovat i v lese poškozeném lýkožroutem smrkovým, je to ale zřejmě jen chyba způsobená nedostatkem měření v této oblasti. Nejmenší hustota sněhu je obvykle v lese; je to zřejmě kvůli tomu, že velká část sněhových srážek končí jako intercepovaný sníh v korunách stromů a nikdy nedopadne na zem.



Obrázek 25: Hustota sněhu pro jednotlivé typy vegetace v letech 2010-2014 v povodích Bystřice, Zlatého potoka a Ptačího potoka. Box-ploty zobrazují 25%, 50% a 75% kvantily, chybové úsečky zobrazují jednonásobek mezikvartilového rozpětí a body zobrazují odlehlé hodnoty.

Se zvyšující se SWE můžeme také pozorovat nárůst hustoty sněhu. Je zde však také patrná velká variabilita hustoty sněhu při SWE menší než 300 mm. Hustota se zde pohybuje od 0,15 do 0,50 g·cm⁻³.



Obrázek 26: Vývoj hustoty sněhu s SWE v povodích Bystřice, Zlatého potoka a Ptačího potoka v letech 2010-2014.

Z korelační matice je vidět velká závislost mezi hustotou sněhu a SWE a mezi výškou sněhu a SWE. Dále je zde patrná signifikantní závislost mezi výškou sněhu a hustotou sněhu a mezi dnem v roce a hustotou sněhu. Tyto závislosti jsou podrobněji popsány v předchozích výsledcích.

Tabulka 7: Korelační matice pro SWE, hustotu sněhu, výšku sněhu a den v roce pro povodí Bystřice, Zlatý potok a Ptačí potok v letech 2010-2014 v období akumulace, korelace vyznačené tučně jsou statisticky významné na hladině $\alpha=0,05$.

	<i>vodní hodnota sněhu</i>	<i>hustota sněhu</i>	<i>výška sněhu</i>	<i>den v roce</i>
<i>vodní hodnota sněhu</i>	1			
<i>hustota sněhu</i>	0,704	1		
<i>výška sněhu</i>	0,929	0,434	1	
<i>den v roce</i>	0,330	0,482	0,188	1

5 Diskuze

5.1 Chyby vzniklé při měření a zpracování dat

Chyby vzniklé při měření v terénu mohou být způsobeny přístroji nebo chybným měřením. Při odebírání vzorků SWE pomocí válcového sněhoměru může nastat hned několik chyb. Pokud není v odebraném vzorku částečně přítomna půda nebo vegetace, je možné, že spodní část sněhového jádra byla ztracena. Tato chyba se často objevuje, pokud je spodní vrstva sněhu zmrzlá. V případě našeho měření jsme se však s tímto problémem nesetkali. Další potenciální chyba při použití válcového sněhoměru je možnost hnutí sněhu mimo sněhoměr při naražení na ledovou vrstvu, což má opět za následek nekompletní odběr a lehčí vzorky (López-Moreno a kol., 2013). V opačném případě může nastat odebrání těžšího vzorku, pokud je sníh zespodu nasycen vodou, například z rašeliniště. Jonas a kol. (2009) doporučuje při podezření na ztrátu spodní části vzorku nebo špatného vstoupení sněhu do sněhoměru vykopat jámu a odebrat sněhoměr se vzorkem bočně. To je časově náročnější, ale přesnější. Při vážení naměřeného vzorku může nastat chyba také díky nepřesnosti vah. Další chybou může být špatný výběr místa měření, například překážka schovaná ve sněhu, kvůli které nedosáhne sněhoměr až na zem (větev, kámen) nebo odchýlení se od bodu měření díky nepřesnosti GPS. V poslední řadě může být přesnost vzorku ovlivněna výběrem místa, které není reprezentativní v rámci zkoumaného území. Reprezentativnost výsledků může být také ovlivněna malým počtem měření; v našem případě pracujeme s tříletou řadou dat. U studií pracujících s hustotou sněhu je většinou použito podstatně více měření. Například Jonas a kol., 2009, používají ve svém výzkumu soubor dat ze 48 zim mezi roky 1960 a 2008.

Mezi chyby, které vznikají při zpracování dat, patří například chybná interpretace výsledků nebo chybné použití metod. Zaokrouhlováním může dojít k malému zkreslení dat, které je však v našem případě nepodstatné.

5.2 Zhodnocení vlivu jednotlivých faktorů

Jak už bylo zmíněno v předcházejících kapitolách, hustotu sněhu ovlivňuje mnoho faktorů a procesů. Při vytvoření grafů pro vývoj hustoty sněhu s časem se potvrdila hypotéza, že bude mít lineární regrese vzestupnou tendenci a hustota bude s časem postupně stoupat. Při porovnání výsledků s výsledky ostatních autorů (Jonas a kol., 2009, Bormann a kol., 2013, Jeníček a kol., 2015, Sturm a kol., 2010) bylo dosaženo podobných výsledků. V práci Jonase a kol. (2009) je vidět zvyšující se hustota sněhu od listopadu do května s nejvyšší variabilitou dat právě na konci zimy pro nadmořskou výšku menší než 1400 m. To je způsobeno tím, že se rychlost tání na konci zimy výrazně liší s nadmořskou výškou a díky tomu dochází k rozdílům v hustotě sněhu. V případě našeho výzkumu je variabilita dat pro všechny zkoumané měsíce podobná. Důvodem jsou malé rozdíly v nadmořských výškách. Hustota sněhu se v průběhu roku zvyšuje i díky vlivu sesedání sněhové pokrývky, kdy váha nově napadaného sněhu tlačí na vrstvy pod ním a prostřednictvím kompakce zvyšuje hustotu (Sturm a kol., 2010).

Jak se ukázalo ve výsledcích, také vegetace má velmi výrazný vliv na hustotu sněhu. Hypotéza, že je hustota sněhu větší na otevřené ploše než v lese, se nám opět potvrdila. Vajda a kol. (2006) došli k podobnému zjištění, že otevřené plochy hromadí o něco hustší sněhovou pokrývkou než lesy. Rozdíl hustot v lese a na otevřených plochách však v jejich případě nebyl velký a průměrné hodnoty $0,26 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ byly podobné pro les i pro otevřené plochy. V našem případě byla průměrná hustota sněhu v lese o něco vyšší ($0,30 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). V případě otevřených ploch to bylo ještě o něco víc a průměrná hustota sněhu tu dosahovala $0,36 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Vyšší hustoty sněhu na otevřených plochách se dají odůvodnit vlivem větru, který způsobuje rozpad struktury krystalů ve sněhu a zvyšuje hustotu. Dalším faktorem zvyšujícím hustotu sněhu na otevřených plochách je vyšší úhrn slunečního záření, které urychluje procesy tání a mrznutí. Hustota sněhu se může lišit i v různých typech vegetace. Podle Hříbík a Škvarenina (2007) dosahuje sněhová pokrývka nejvyšší hustoty pod smrkovým porostem a nejmenší hustoty v bukovém lese.

Podle Jonas a kol. (2009) existuje silná závislost hustoty sněhu a výšky sněhu, která se zdá být přibližně lineární. Průměrná hustota sněhu roste s výškou sněhu stejně jako v našem případě. Sturm a kol. (2010) tvrdí, že vztah mezi výškou sněhu a hustotou sněhu je zanedbatelný při výškách menších než 80 cm. Na tom se shoduje i s ostatními autory (Jonas a kol., 2009, Bormann a kol., 2013, Mizukami a kol., 2008, McCreight a

Small, 2014). Variabilita hustoty sněhu je při malé výšce sněhu opravdu velká, může se jednat o čerstvě napadaný sníh o malé hustotě nebo o mokrý sníh o stejné výšce s hustotou podstatně větší. V případě našeho výzkumu se většina výšek sněhu z období akumulace nachází ve výšce do jednoho metru, ale i přes velkou variabilitu dat je zde vidět rostoucí tendence lineární regrese. Zvyšování hustoty sněhu s výškou sněhu můžeme odůvodnit také sesedáním sněhové pokrývky.

| 7 Závěr

Předmětem této bakalářské práce bylo zhodnocení vlivu faktorů a procesů ovlivňujících hustotu sněhu. Na základě měření v terénu a rešerše odborné literatury bylo dospěno k závěru, že existuje mnoho faktorů, které ovlivňují hustotu sněhu. Mezi ně patří například vítr, výška sněhu, krajinný pokryv a typ vegetace, zimní teploty vzduchu, kapalné srážky, čas a nadmořská výška. Z těchto faktorů byla vybrána výška sněhu, vegetace a čas; tedy vývoj hustoty sněhu s časem. Tyto faktory byly poté zpracovány ve vybraných statistických programech a výsledky porovnány s výsledky z rešerše odborné literatury. Jako hlavní dosažené výsledky práce lze uvést:

- Hustota sněhu se s časem postupně zvyšuje. Nejvyšší hustoty sněhu jsou na konci zimy při zvyšujících se teplotách vzduchu. Na konci zimy je však také nejvyšší variabilita dat. Je to dáno hlavně vlivem nadmořské výšky, kdy je rychlost tání v nižších polohách výrazně rychlejší než ve vyšších polohách.
- Hustota sněhu se mírně zvyšuje s výškou sněhu díky vlivu sesedání, kdy váha nově napadaného sněhu tlačí na vrstvy pod ním a prostřednictvím kompakce zvyšuje hustotu. Vztah mezi výškou sněhu a hustotou sněhu je však zanedbatelný při výškách menších než 80 cm díky velké variabilitě dat.
- Nejvyšší hustotu sněhu můžeme najít na otevřených plochách díky vlivu větru, který způsobuje rozpad struktury krystalů ve sněhu a zvyšuje hustotu a díky vyššímu stupni slunečního záření, které urychluje procesy tání a mrznutí.

Znalost faktorů a procesů ovlivňujících hustotu sněhu je velmi užitečná v mnoha ohledech. Jak při předpovědi výskytu lavin, tak při odhadování sněhových srážek nebo při předpovědi odtoku z tání. Hustota sněhu je také zásadním parametrem při modelování SWE, která je z hydrologického hlediska nejdůležitější vlastností sněhové pokrývky. Tato práce je jen základní analýzou hustoty sněhu, a proto je dané téma vhodné pro další, rozsáhlejší studie.

Použitá literatura a zdroje

Anderton, S. P., White, S. M., Alvera, B., 2004. Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrological processes*. 18, 435-453.

Balatka, B., Kalvoda, J., 2006. Geomorfologické členění reliéfu Čech. *Kartografie Praha a.s.*, 79s.

Blahůt, J. 2009. Vznik a druhy sněhu. *Časopis Krkonoše – Jizerské hory*. 3 s.

Bormann, K. J., Westra, S., Evans, J. P., McCabe, M. F., 2013. Spatial and temporal variability in seasonal snow density. *Journal of Hydrology*. 484, 63-73.

Bormann, K. J., Evans, J. P., McCabe, M. F., 2014. Constraining snowmelt in a temperature-index model using simulated snow densities. *Journal of Hydrology*. 517, 652-667.

Colbeck, S. C., 1982. An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of geophysics and space physics*. 20, 45-61.

Dewalle, D. R., Rango, A., 2008. Principles of snow hydrology. 1. vyd. Cambridge: Cambridge University Press, 410 s.

Dingman, S. L., 2002. Physical hydrology. 2. vyd. Upper Saddle River: Prentice Hall, 646 s.

Essery, R., Pomeroy, J., 2004. Vegetation and Topographic Control of Wind-Blown Snow Distributions in Distributed and Aggregated Simulations for an Arctic Tundra Basin. *Journal of Hydrometeorology*. 5, 735-744.

Gray, D. M., 1970. Snow hydrology of the prairie environment. *Snow Hydrology, Proceedings of the Workshop Seminar*. 21-34.

Hais, M., 2007. Vliv odlesnění a odumírání horských smrčín na teploty krajinného pokryvu a možné důsledky pro formování odtoku v oblasti centrální Šumavy. V: Langhammer, J.: Povodně a změny v krajině. KFGG, PřF UK, Praha, 2007. 137-143.

Hájková, B., 2013. Vliv prostorové schematizace povodí na přesnost modelu akumulace a tání sněhu. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 90 s.

Hříbík, M., Škvarenina, J., 2007. Vplyv bukového a smrekového lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. *Klima lesa: sborník referátů z mezinárodní vědecké konference*, 12 s.

Huntington, T. G., 2005. The density of freshly falling snow in New England (1949-2001). *Proceedings, 62nd Eastern Snow Conference, Waterloo, Ontario, Canada, June 8-10, 2005. U.S. Army Corps of Engineers, Hanover, NH*. 287-297.

- Janský, B., 2003. Retence vody v povodí. *Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní*. Grant GAČR 205/03/Z046. 59-70.
- Jeníček, M., Pevná, H., Matějka, O. (2015). The effect of forest disturbance and topography on snow accumulation and snowmelt in small mountain catchments. V recenzním řízení *Hydrology Research*.
- Jonas, T., Marty, C., Magnusson, J., 2009. Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*. 378, 161-167.
- Judson, A., Doesken, N., 2000. Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 81, 1577-1587.
- Kunský, J., 1974. Československo fyzicky zeměpisně. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 252 s.
- Kojima, K., 1967. Densification of seasonal snow cover. *The institute of low temperature science. Hokkaido University, Sapporo, Japan*. 930-952.
- LaChapelle, E. R., 1969. Field guide to snow crystals. *University of Washington Press*. 101 s.
- López-Moreno, J. I., Latron, J., 2008. Influence of canopy density on snow distribution in a temperate mountain range. *Hydrological Processes*. 22, 117-126.
- López-Moreno, J. I., Fassnacht, S. R., Heath, J. T., Musselman, K. N., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda, E., Jonas, T., 2013. Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent. *Advances in Water Resources*. 55, 40-52.
- Logan, N., 2004. Snow metamorphism: The force behind our ever-changing snowpack. *Colorado Geological Survey, ROCKTALK*. 7, 11-15.
- Lundberg, A., Richardson-Näslund, C., Andersson, C., 2006. Snow density variations: consequences for ground-penetrating radar. *Hydrological Processes*. 20, 1483-1495.
- Marshall, H. P., Conway, H., Rasmussen, L. A., 1999. Snow densification during grain. *Cold regions science and technology*. 30, 35-41.
- McCreight, J. L., Small, E. E., 2014. Modeling bulk density and snow water equivalent using daily snow depth observations. *The Cryosphere*. 8, 521-536.
- Meløysund, V., Leira, B., Høiseth, K. V., Lisø, K. R., 2007. Predicting snow density using meteorological data. *Meteorological Applications*. 14, 413-423.
- Mizukami, N., Perica, S., 2008. Spatiotemporal Characteristics of Snowpack Density in the Mountainous Regions of the Western United States. *Journal of Hydrometeorology*. 9, 1416-1426.
- Pevná, H., 2010. Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 56 s.
- Pomeroy, J. W., Gray, D. M., Shook, K. R., Toth, B., Essery, R. L. H., Pietroniro, A., Hedstrom, N., 1998. An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes*. 12, 2339-2367.

Roebber, P. J., Bruening, S. L., Schultz, D. M., Cortinas Jr., J. V., 2002. Improving Snowfall Forecasting by Diagnosing Snow Density. *Weather and Forecasting*. 18, 264-286.

Rovansek, R. J., Kane, D. L., Hinzman, L. D., 1993. Improving estimates of snowpack water equivalent using double sampling. *50th eastern snow conference, 61st western snow conference*. 157-163.

Seibert, J., Jenicek, M., Huss, M., Ewen, T., 2015. Snow and ice in the hydrosphere. Kapitola z knihy *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*. 99-137.

Singh, P., Singh, V., 2001. Snow and Glacier Hydrology. Dordrecht: Kluwert Academic Publisher, 742 s.

Sturm, M., Taras, B., Liston, G. E., Derksen, C., Jonas, T., Lea, J., 2010. Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes. *Journal of Hydrometeorology*. 11, 1380-1394.

Thut, A. S., 2006. Snow density and its underlying variables. Atmospheric and oceanic sciences, University of Wisconsin-Madison. 1-7.

Vajda, A., Venäläinen, A., Hänninen, P., Sutinen, R., 2006. Effect of vegetation on snow cover at the northern timberline: a case study in Finnish Lapland. *Silva Fennica* 40(2), 195-207.

Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., Kučerová, A., 2012. Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké Slatě, povodí horní Otavy, JZ. Česko. *Geografie*. 4 (117), 395-414.

ARCDATA PRAHA, s.r.o, 2013. ArcČR 500: Digitální geografická databáze, verze 3.1. [online]. (cit. 2015-05-28).

Dostupné z:

<<http://www.arcdata.cz/produkty-a-sluzby/geograficka-data/arccr-500/>>

ČÚZK. 2010a. Geoportál ČÚZK [online] [cit. 2015-05-27].

Dostupné z:

<[http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(c1mkjgampthf3ioni2h5p55\)\)/default.aspx?mode=TextMeta&t](http://geoportal.cuzk.cz/(S(c1mkjgampthf3ioni2h5p55))/default.aspx?mode=TextMeta&t)>

ČÚZK. 2010b. Geoportál ČÚZK [online] [cit. 2015-05-27].

Dostupné z:

<[http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(d2gupuh3fchdgmqajqchbn\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.AGS&metadataID=CZ-CUZK-AGSDMR4G&metadataXSL=metadata.sluzba&head_tab=sekce-03-gp&menu=3143](http://geoportal.cuzk.cz/(S(d2gupuh3fchdgmqajqchbn))/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.AGS&metadataID=CZ-CUZK-AGSDMR4G&metadataXSL=metadata.sluzba&head_tab=sekce-03-gp&menu=3143)>

Deutscher Wetterdienst, 2015. DWD Climate Data. [online] [cit. 2015-05-28].

Dostupné z:

<<ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/>>

Geologie. Geoinformatická data, 2015. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta [CD]. Praha.

Ministerstvo životního prostředí, Ministerstvo vnitra, CENIA. Portál veřejné správy České republiky: Mapové služby [online] [cit. 2015-05-27].

Dostupné z:

<<http://geoportal.cenia.cz/>>

VÚV, 2015. DIBAVOD [databáze geografických dat]. 2015 [cit. 2015-05-28].

Dostupné z:

<<http://www.dibavod.cz/index.php?id=27>>